

N° d'ordre

Série E

THÈSES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Pierre BASSOT

1^{ère} THESE : Etude géologique du Sénégal Oriental et de
ses confins guinéo-maliens

2^e THESE : Proposition donné par la Faculté

Tome II.

Soutenues publiquement le 16 Juillet 1963 devant la Commission d'Examen

Président : M. ROQUES

Examineurs : P. LAPADU-HARGUES Professeur

J.M. PERTERLONGO Professeur sans chaire

G. ROCCI Professeur sans chaire

N° d'ordre

Série E

THÈSES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Pierre BASSOT

1^{ère} THESE : Etude géologique du Sénégal Oriental et de
ses confins guinéo-maliens

2^e THESE : Proposition donné par la Faculté

Tome II.

Soutenues publiquement le 16 Juillet 1963 devant la Commission d'Examen

Président : M. ROQUES

Examineurs : P. LAPADU-HARGUES Professeur

J.M. PERTERLONGO Professeur sans chaire

G. ROCCI Professeur sans chaire

THÈSES

UNIVERSITÉ

DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

PAR M. J. J. J. J.

DOCTEUR EN SCIENCES MATHÉMATIQUES



THÈSE : Étude géométrique du système d'équations de la

forme $\frac{dx}{dt} = P(x, y, z)$, $\frac{dy}{dt} = Q(x, y, z)$, $\frac{dz}{dt} = R(x, y, z)$

par M. J. J. J. J.

Année 1921

Présentée et soutenue publiquement le 15 juillet 1921 devant la Commission d'examen

M. J. J. J. J.

Examinateurs : M. LAROUSSE, M. HENRI

M. J. J. J. J.

M. J. J. J. J.

M. J. J. J. J.

TROISIEME PARTIE

- LES SERIES POSTERIEURES AU BIRRMIEEN ET ANTERIEURES AU GOTHLANDIEN MOYEN.

LETTER 2011 11 11



CONTRIBUTION TO THE HISTORY OF THE NETHERLANDS
BY THE NETHERLANDS

LES SERIES POSTERIEURES AU BIRRIMIEN ET ANTERIEURES AU GOTHLANDIEN MOYEN

I - HISTORIQUE. PROBLEMES POSES EN 1958 . DEFINITION DES SERIES.

A - HISTORIQUE .

Les premiers renseignements sur la géologie de la région furent fournis par les explorateurs et les militaires. Certains de ces documents datent du XVIII^e siècle.

En 1916 HUBERT H. dresse une carte au millionième du Sénégal ; un an plus tard, en 1917 dans une note à la Société Géologique de France, il définit les séries anciennes anté-carbonifères. Parmi celles-ci il distingue :

- a) Des grès siliceux horizontaux qu'il rattache aux grès horizontaux de Guinée. D'après sa carte il semble qu'il ait groupé sous ce terme les grès ordoviciens et les grès rouges feldspathiques du Boundou
- b) Des roches sédimentaires métamorphisées qui semblent correspondre à la série de Bakel et celle des Bassaris.
- c) Des schistes cristallins qu'il attribue à une série plus ancienne que la précédente et qui doit correspondre au birrimien.

Un peu plus tard, entre 1925 et 1933 plusieurs géologues étudient le Soudan occidental, parmi eux R. FURON et L. BAUD.

THE UNITED STATES OF AMERICA

IN SENATE

REPORT OF THE COMMISSIONER OF THE GENERAL LAND OFFICE

FOR THE YEAR ENDING JUNE 30, 1901

WASHINGTON: GOVERNMENT PRINTING OFFICE: 1902.

The following report of the Commissioner of the General Land Office for the year ending June 30, 1901, is submitted to the Senate and the House of Representatives.

1. LANDS BELONGING TO THE UNITED STATES.—The total area of the public lands in the United States at the close of the fiscal year ending June 30, 1901, was 1,911,000,000 acres, or 29,380,000 square miles.

2. LANDS BELONGING TO THE STATES.—The total area of the public lands in the United States at the close of the fiscal year ending June 30, 1901, was 1,911,000,000 acres, or 29,380,000 square miles.

3. LANDS BELONGING TO THE STATES.—The total area of the public lands in the United States at the close of the fiscal year ending June 30, 1901, was 1,911,000,000 acres, or 29,380,000 square miles.

R. FURON (1928) (1930) (1932) admet deux séries de grès séparés par une série de quartzites, pélites, jaspes et calcaires. Celle-ci peut être discordante soit sur les grès inférieurs, soit sur le socle métamorphique.

L. BAUD (1933) dans sa " Nouvelle échelle stratigraphique des grès horizontaux de la région de Kayes " propose la succession suivante de haut en bas :

- grès supérieurs
- schistes et jaspes
- conglomérat et dolomie
- quartzites inférieurs.

La même année, cet auteur souligne que le conglomérat de base de la série des schistes et jaspes est un conglomérat d'origine fluvioglaciaire qu'il compare aux tillites du Katanga et d'Afrique du sud.

E. DE CHATELAT (1932) étudie la géologie de la feuille au 1/200 000 de Youkounkoun. Il distingue :

- a) Les schistes et quartzites redressés et métamorphiques correspondant à notre série des Bassaris.
- b) La série des grès horizontaux ou peu plissés qui comprend de haut en bas : des schistes argileux, du gothlandien, des grès siliceux blancs, des grès rouges feldspathiques tendres

L'auteur interprète les contacts de ces différentes formations de la façon suivante :

Les schistes et les quartzites redressés sont les plus anciens, ils sont séparés des terrains plus récents par une faille.

Le contact grès-rouges - grès-blancs n'est pas décrit, mais DE CHATELAT note que les pendages sont plus forts dans les premiers que dans les seconds.

Les schistes argileux gothlandiens reposent en concordance sur les grès blancs.

Si l'on ajoute que l'auteur avait localisé le petit pointement de rhyolite de la Tominé, il est possible de dire que les grandes lignes de la géologie de la région de Youkounkoun étaient établies.

C. SKAWYTCH (1933) étudie les terrains anciens du Sénégal oriental depuis la frontière de Guinée jusqu'au parallèle 13°30.

Il distingue du bas vers le haut :

- Le socle métamorphisé
- Des conglomérats parmi lesquels il distingue une tillite qu'il assimile à celle signalée par L. BAUD dans le Soudan occidental.
- Une série de jaspes calcaires et de grès fins.
- Des grès rouges
- Des grès siliceux blancs à Banharé.

L'auteur remarque que contrairement à ce qui se passe au Soudan occidental, cet ensemble a été plissé ; il signale cependant que les grès blancs horizontaux qui jalonnent la frontière Sénégal-Guinée à l'Est de la Gambie, mais ne donne pas leur relation avec les grès de Banharé. Bref, dès 1933, C. SKAWYTCH avait vu la possibilité de corrélater la série sédimentaire ancienne plissée du Sénégal oriental avec la série horizontale du Soudan occidental grâce au niveau repère que constitue la tillite.

F. JACQUET (1934) étudie le Boundou au Nord du parallèle 13°30. Cet auteur décrit les schistes de la Falémé, les grès et les quartzites du Boundou, le conglomérat calcaro-argileux (tillite) et les calcaires qui le surmontent. Il donne la succession suivante de haut en bas : grès et quartzites du Boundou, quartzites jaspoïdes, schistes de la Falémé.

F. JACQUET note le plissement et le métamorphisme pouvant affecter les formations : " D'une façon générale la série ancienne plissée semble avoir été affectée d'un métamorphisme dont l'intensité croît d'Est en Ouest".

M. NICKLES, de 1934 à 1937 reprend et complète l'étude de tout le Sénégal oriental. En 1937 il publie avec JACQUET une note importante : en effet alors que, auparavant, on semblait considérer que les plissements ne constituaient pas un critère pour différencier les séries de cette région, ces auteurs séparent les formations du Sénégal

oriental et de ses confins en deux séries :

Le Cambro Ordovicien inférieur qui est plissé.

Le Cambro Ordovicien supérieur horizontal.

a) La série Cambro-ordovicienne inférieure (qui prendra par la suite le nom de Falémien) comprend de haut en bas :

- jaspes rouges semblant se trouver au sommet de la série
- grès de Boundou
- schistes de la Falémé
- conglomérat de nature variable.

b) La série Cambro ordovicienne supérieure comprend de haut en bas :

- grès supérieurs (auxquels sont rattachés les quartzites inférieurs de R. FURON et M. BAUD).
- schistes et jaspes
- conglomérat surmonté de dolomie.

La note conclut en distinguant les 3 phases suivantes :

- Dépôt de la série ancienne ; plissement avec " métamorphisme régional en général " (il s'agit du birrimien)
- Dépôt des schistes et grès de la série plissée, nouvelle phase de plissement.
- Transgression : dépôt de la série subhorizontale et intrusion des dolérites.

P. LEGOUX (1939) dans son "Esquisse géologique de l'A.O.F." reprend ces conclusions et intègre la série plissée non métamorphique dans le système des " Séries intermédiaires plissées ".

En 1943 paraît la Carte Géologique au 1/1000 000 Dakar-Est; cette carte et la notice qui l'accompagne constituent le premier travail de synthèse concernant tout le Sénégal oriental. M. NICKLES en est l'auteur, il y développe les hypothèses formulées dans sa note de 1937.

Le Cambro-Ordovicien inférieur devient la " série de la Falémé "

M. ROQUES (1948) adopte ce point de vue dans un article synthétique sur la géologie de l'A.O.F.

L. RENAUD (1958) donne une étude des séries de Bakel et de la Falémé et de leur prolongement en Mauritanie jusqu'à la latitude d'Akjoujt. Cet auteur met en relief le caractère instable de

l'ensemble série de Bakel - série de la Falémé; cette zone comporterait une succession de zones de subsidence se relayant dans le temps et dans l'espace. De plus L. RENAUD émet l'hypothèse d'un contact anormal entre série de Bakel et série de la Falémé.

Enfin, pour être complet nous signalerons que, en 1957 et 1958, de nombreuses notes et travaux concernant le Soudan occidental et la Mauritanie viennent apporter des idées nouvelles.

En 1957 R. DARS, J. SOUGY et F. TESSIER proposent pour la région de Kayes une nouvelle stratigraphie : ils divisent le paléozoïque en séries I, II, III séparées par des discordances de ravinement. La série I débute par le conglomérat argilo-calcaireux à caractère de tillite déjà signalé par Baud. Cette théorie est reprise lors du colloque sur l'infracambrien; ses auteurs précisent que le Falémien peut être considéré soit comme une série O, soit comme un épaississement latéral de la série I. ZIMMERMAN M. et BRIOTET H. (1958) critiquent vivement cette hypothèse ; ils montrent l'importance de la tillite comme faciès repère et reprennent l'interprétation de L. BAUD : de haut en bas, grès blancs supérieurs, schistes et jaspes, tillite et dolomie, quartzites inférieurs.

C. BENSE et J. DELPY (1958) mettent en doute l'individualité du Falémien qu'ils considèrent comme un faciès plissé du primaire.

B - PROBLEMES POSES EN 1958

Le chapitre précédent donne les bases dont je disposais en 1958 : différents problèmes se posaient :

- Problème du Falémien dont C. BENSE et J. DELPY mettaient l'existence en doute du point de vue stratigraphique.
- Rapport du Falémien avec les grès blancs attribués à l'Ordovicien par M. NICKLES ; en effet cet auteur décrivait la discordance de ces grès sur le Birrimien, mais non sur les formations de la série de la Falémé.
- Relations du Falémien avec la série de Bakel : d'après la carte au 1/1000 000 Dakar-Est, cette série se prolongeait (en se divisant en deux) sur la zone que j'avais à étudier.

- Existence de microgranites et de granites postérieurs au Falémien : ce problème avait été soulevé dans la thèse de L.RENAUD.

C - PLAN DE L'ETUDE : DEFINITION DES SERIES

L'étude géologique se présentera de la façon suivante :

- Chaque série fera l'objet d'un paragraphe spécial où l'on trouvera exposé : les coupes les plus représentatives, une étude pétrographique et tectonique ; les relations de chaque série avec ses voisines immédiates seront esquissées.
- Les corrélations entre les différentes séries seront alors données : l'ensemble stratigraphique ainsi défini sera replacé dans un cadre plus général, en le comparant avec les formations analogues de l'Afrique de l'Ouest.

Une esquisse paléogéographique sera alors tentée.

J'ai été amené, pour la clarté de l'exposé, à définir un certain nombre de séries ; ces subdivisions sont basées soit sur des régions naturelles, soit sur des groupements géologiques homogènes ; leur utilisation a un rôle purement descriptif et ne préjuge en rien des conclusions à venir.

Nous distinguerons successivement (voir figure 4)

- La série de Ségou-MadinaKouta.

Il s'agit d'un ensemble de grès et de pélites plus ou moins calcareuses que l'on observe dans le massif de Mali à l'Est du méridien 12°25. Cet ensemble est surmonté par la tillite.

- La série de Mali.

Cette série comprend des formations se trouvant dans le massif de Mali à l'Ouest du méridien 12°25. Elle débute par la tillite, surmontée successivement par des calcaires, des jaspes puis par un complexe où dominent les pélites.

- La série de la Falémé.

Elle a été définie en 1937 par F. JACQUET et M. NICKLES dans le Boundou et la région de Kidira. Schématiquement elle comprend deux bandes de pélites orientées N-NE séparées par une bande de grès rouges feldspathiques. Au Sud elle se raccorde avec la série de Mali, vers l'Ouest elle passe dans des conditions que nous verrons ulté-

-rieurement à :

- La série des Bassaris

Au moins dans sa partie sud, cette série possède une morphologie originale : il s'agit de collines escarpées où s'est établie la tribu des Bassaris. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs du Fouta-Djalou, au Nord elle rejoint la série de la Basse Koulountou pour former la série de Bakel étudiée par L. RENAUD.

Cette série comprend un ensemble de roches peu métamorphiques parmi lesquelles on distingue des schistes sériciteux, des quartzophyllades, des schistes verts à chlorite et actinote.

- Série de Youkounkoun

Séparée de la précédente par un grand accident de type faille, cette série s'étend dans la plaine à l'Ouest des collines Bassaris. Elle forme une structure synclinale se fermant vers le N.E. aux environs de Niokolo-Koba. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs sub-horizontaux du Fouta-Djalou ; vers le N.O. elle passe à la série de la Basse Koulountou.

Elle comprend, de haut en bas :

- des grès blancs siliceux,
- des grès rouges feldspathiques,
- des pélites et argilites,
- une série volcanique acide de base.

- Série de la Basse Koulountou

Il s'agit d'une bande O.NO comprenant des schistes sériciteux des micaschistes à muscovite, des porphyroïdes et des orthogneiss. Cette bande, d'une trentaine de kilomètres de large, traverse la frontière de la Guinée portugaise au sud de Ouassadou et se dirigeant vers l'E.NE, rejoint la série des Bassaris au nord de Gamon.

- Série de Bakel

Elle constitue le prolongement vers le Nord des séries de la Koulountou et des Bassaris. Cette série comprend sur sa partie occidentale des roches (quartzite et schistes) à muscovite, sur sa bordure orientale, il n'y a plus que des faciès sériciteux (quartzite et schistes , très rarement amphibolites) qui semblent passer progressivement vers l'Est aux formations non métamorphiques de la série de la Falémé.

II - SERIE DE SEGOU-MADINAKOUTA

A.- INTRODUCTION

Dans la zone étudiée, cette série occupe la partie N.E. du massif de Mali (voir fig. 4) . Sur la carte géologique Dakar-Est au 1/1000 000^e, l'ensemble des formations sédimentaires du massif de Mali avait été classé dans l'Ordovicien, avec une certaine réserve puisqu'un point d'interrogation est affecté à cet étage.

La notice accompagnant la carte décrit cet " Ordovicien " :

" Cet ensemble est représenté par des grès roses à grain irrégulier (Soufi) des grès siliceux blancs (Badiar Banhare) et des grès roses avec dalles à ripples-marks (Massif de Mali). Dans la région de Mali on peut observer en outre des grès en plaquette vert clair ou lie de vin alternés avec des niveaux de grès massifs ".

Si cette alternance grès-pélites a pu être effectivement observée, les études des géologues pétroliers J.M. AYMÉ , A. ARNOULT R. GUILLAUME (1959) et les miennes, ont fait apparaître un élément nouveau d'importance majeure : la présence de la tillite dans cette région :

La tillite et son rôle de niveau repère

L. BAUD (1933) a observé cette formation dans la région de Kayes et en a, le premier, souligné l'originalité ; il s'agit d'un conglomérat argilo-calcaireux à galets arrondis, mal classés, non jointifs, polygéniques, striés ou non. Nous étudierons plus en détail cette formation, mais dès à présent, soulignons que son origine glaciaire est certaine. Cette tillite a été découverte en de multiples endroits de l'Afrique de l'Ouest :

- Dans la région de Kiffa (C. BENSE 1962).
- Dans l'Adrar où Th. MONOD (1952) la désigne sous le nom d'argile à blocs et conglomérat polygénique.
- R. VILLEMUR la retrouve dans le Nord du bassin de Taoudenni à près de 2.000 km du massif de Mali.

Comme la plupart du temps elle est surmontée par des calcaires dolomitiques, des jaspes et une série à tendance pélitique, on a pu s'en servir comme niveau de repère.

Un coup d'oeil sur les cartes accompagnant ce mémoire suffit d'ailleurs pour constater que la tillite correspond à une discordance cartographique de premier ordre. Notons que c'est M. ZIMMERMAN et H. BRIOTET (1958), après une étude générale du bassin de Taoudenni, qui attirèrent l'attention sur cette formation en tant que niveau repère.

La présence de la tillite dans la massif de Mali a permis de séparer les formations sédimentaires se trouvant dans ce massif en deux séries: série supratillite et série infratillite. C'est cette dernière que nous désignons sous le nom de Ségou-MadinaKouta. Le village de Ségou se trouve sur la route de Kédougou-Mali, au pied de la première falaise gréseuse, le village de MadinaKouta se situe sur le marigot Kannta, à 24 km au N.NE de Mali.

B.- ETUDE DE COUPES

Mis à part la coupe de Kédougou-Mali (que j'ai dû d'ailleurs effectuer assez rapidement) je n'ai pu, en raison des circonstances politiques, travailler en territoire guinéen.

Toutes les coupes décrites sont des coupes naturelles : il n'existe aucun sondage et pratiquement aucun puits dans cette région où sources et céances suffisent largement aux besoins de la population.

1° Coupe le long de la route Kédougou-Mali (fig. 18)

La coupe débute à Ségou petit village situé sur la côte 200, au pied de la première falaise du Massif de Mali.

- Entre ce point et Kédougou, la route traverse une vaste plaine couverte de latérite; quelques affleurements situés sur la Gambie ou ses affluents, permettent de constater que sous la latérite se trouve un substratum birrimien (granites et micaschistes).

- La route aborde donc la falaise à Ségou : après avoir franchi une zone d'éboulis gréseux sur une hauteur de 70 mètres environ, nous pouvons observer jusqu'en haut de la falaise des grès durs, roses ou blancs fins, se débitant en banc de 10 à 40 cm. Quelques petites passées de grès tendres et de grès fins pélitiques sont interstratifiés dans cet ensemble sans jamais former de zone homogène. Les surfaces à ripples-marks sont nombreuses, les stratifications croisées existent également mais sont moins fréquentes. Des surfaces rugueuses et mamelonnées recouvertes d'oxyde

de fer peuvent représenter au moins dans certains cas, des surfaces d'émersion; l'hypothèse de joints de stratification enrichis postérieurement à des solutions ferrugineuses peut également être envisagée. Les pendages varient autour de 5° et sont orientés vers le S.E.

- La route traverse ensuite un vaste plateau latéritique jusqu'au village de Lougana; cette plaine donne l'impression d'une surface structurale des grès. En réalité une coupe dans la vallée au N.E. de Gadalougoué montre qu'elle correspond en partie à des pélites quelquefois calcareuses. Les derniers grès ont été observés dans un petit ravin à proximité du village de Sagaridié : ils sont plus fins que ceux de la falaise de Ségou. Les pendages varient entre 5 et 10° et sont dirigés vers le S.S.E.

- Après la borne 428, on peut observer dans le lit des marigots une série de grès quartzites roses à ripple-marks et quelques stratifications entrecroisées. Ces grès semblent devenir de plus en plus fins, en allant vers le Sud. Leur pendage varie entre 5 et 10° vers le S.E. (1).

- Après avoir passé l'embranchement de Madina-Kouta, la route traverse une série de pélites et d'argilites calcareuses bariolées (rouges et grises) où sont interstratifiés des bancs (quelques mètres de puissance) de grès fins rosâtres. Cet ensemble a un pendage très faible, inférieur à 5° vers le S.E.

- Reposant en concordance sur ces pélites, on observe un peu en amont du point où le marigot Kannta traverse la route, un conglomérat (quelquefois bréchique) de 1 à $1,50$ m de puissance. Dans un ciment d'aspect siliceux (en réalité en partie calcareux et renfermant des mouches de malachite) sont pris des galets de granite, des quartzites rosâtres et des plaquettes pélitiques. Ces éléments sont en général non joints, leurs dimensions sont très hétérogènes (de quelques millimètres à 20 cm). Ces caractères nous ont fait assimiler ce conglomérat à la tillite telle qu'on peut l'observer aux environs de Kayes.

- Au-dessus de cette tillite on observe successivement quelques mètres de pélites jaunâtres, une vingtaine de mètres de grès quartzites blancs très grossiers à la base, plus fins au sommet, des jaspes alternant avec des pélites, puis une puissante série de pélites. Toutes ces formations au-dessus de la tillite appartiennent par définition à la série de Mali que nous étudierons ultérieurement.

2° Coupe Yamoussa-Anfia (fig. 19)

Cette coupe complète la précédente : elle est placée entre le point où la Gambie quitte le massif de Mali et le sommet de la falaise d'Anfia, petit village situé à 10 km au N de Madina-Kouta.

(1) M. MARCHESSEAU (prospecteur du SGPM) a vu près de Madina-Kouta dans le marigot Kannta, ces grès quartzites reposer en concordance sur les pélites de Gadalougoué. L'observation de J. MARCHESSEAU est importante car ce contact est souvent masqué par un sill de dolérite qui s'injecte entre les deux formations.

- A 2 km au S.E. de Yamoussa on observe sur la rive droite de la Gambie un conglomérat bréchique renfermant des blocs de granite et de gneiss dans une pâte argilo-gréseuse. On peut estimer qu'il s'agit de conglomérat de base des grès, puisque ceux-ci affleurent juste en face sur la rive gauche.

- A partir de ce point, en se dirigeant vers le village d'Anfia, on observe des affleurements presque continus la succession suivante :

- grès fins assez friables à "fumées violettes",
- grès à trous grossiers blanchâtres,
- grès roses grossiers compacts,
- grès roses homogènes fins,
- grès roses grossiers.

Ces grès sont à tendance quartzitique et correspondent à ceux observés dans la coupe précédente lors du passage de la falaise de Ségou.

- La plaine où se situe le village d'Anfia (côte 200) est couverte d'alluvions; les 60 premiers mètres de la falaise sont constitués par des éboulis, on observe ensuite :

- 3 m Grès quartzites rosâtres à glauconie.
- 20 m Grès très fins en blocs sub en place.
- 10 m Cornéenne gris bleuté pouvant dériver soit de grès fins, soit de pélites.
- 40 m Blocs de dolérite à gros grain
- 40 m Dolérite à grain fin
- 20 m Pélites légèrement transformées par le métamorphisme de contact.

Jusqu'au sommet de la falaise, sur une cinquantaine de mètres, affleurements sporadiquement des pélites gréseuses rosâtres à glauconie appartenant au même niveau que les pélites du ravin de Gadalogué.

Cette coupe, malgré les nombreuses lacunes qu'elle comporte nous donne les indications suivantes :

- La série des grès de base repose directement sur le socle birrien.
- Vers leur sommet ces grès ont tendance à devenir de plus en plus fins et bien que le passage n'ait pas été vu il semble qu'ils passent en continuité de sédimentation aux pélites de Gadalogué.
- La présence de glauconie prouve que au moins dans leur partie supérieure les grès de base ont une origine marine.

Les deux coupes que nous venons de décrire nous ont permis d'établir un point capital : la série de Ségou Madina-Kouta se trouve située entre le socle birrimien et la série de Mali qui débute par la tillite . Cette série est monoclinale; les pendages dirigés vers le S.E. ou le S sont faibles, ne dépassant jamais 10°, leur moyenne se tient autour de 5°.

En prenant cette valeur, la puissance des différents termes de la série ont été calculés. Nous avons ainsi de bas en haut à partir du socle :

- des grès quartzites 600 m,
- des pélites parfois calcareuses 500 m,
- des grès quartzites 300 à 400 m,
- des pélites et schistes calcareux bariolés 600 à 800 m.

La puissance totale de cet ensemble dépasse donc 2.000 m. Il faut préciser que les deux coupes que nous venons de décrire sont situées dans une zone où la série de Ségou-MadinaKouta est la plus complète et possède sa plus grande puissance.

En effet à l'Est comme à l'Ouest de la route Kedougou-Mali, nous allons voir que cette série est beaucoup moins épaisse.

3° Coupe du ravin au N.O. de Nandoumari (fig.20)

Si à partir de Ségou nous nous dirigeons vers l'Ouest, à partir du méridien 12°25 (à peu près au débouché du marigot Tiokoye dans la plaine) la tillite repose directement sur le socle birrimien. La série de Ségou-MadinaKouta a donc disparu en moins de 10 km. Comment cette disparition se produit-elle ? Le banc gréseux de la falaise de Ségou se suit parfaitement bien jusqu'au flanc est de l'éperon s'avancant entre les villages de Mamadou Boundou et de Walidiala (voir carte détaillée au 1/50 000^e) par contre le flanc ouest est constitué à sa base par des calcaires rouges ou mauves, colithiques, possédant des surfaces à ripple-marks et des stratifications entrecroisées.

Quel est le rapport entre les grès de Ségou et ces calcaires ? Les géologues pétroliers J.M. AYMÉ, A. ARNOULD, R. GUILLAUME ont attribué ces calcaires à leur série de Madina-Kouta. Pour ces auteurs la série de Madina-Kouta comprend tous les termes situés entre les grès de Ségou et la tillite.

Une coupe partant du petit village de Pellélé (au S.E. de Walidiala) et remontant le ravin qui se dirige vers Nandoumari (voir carte au 1/50 000 suggère une interprétation différente ; on y observe de bas en haut :

- le socle birrimien (granite et gneiss).
- Cote 165 : Conglomérat bréchique avec blocs peu ou pas roulés de

granite, gneiss ou cipolins birrimiens. Les blocs peuvent atteindre 30 cm. Cette formation semble plutôt être une brèche de pente ou un dépôt de torrent qu'un conglomérat fluviatil ou marin. Le ciment est calco-gréseux. La puissance de ce conglomérat n'est pas visible, elle dépasse 1,50 mètre (voir photo 1 , planche V).

- 180 m : Eboulis, blocs de calcaire rougeâtres non en place.
- 190 m : quartzite birrimien surmonté par un conglomérat quelquefois bréchique de 0,50 m de puissance. Les galets peu roulés ne dépassent guère 5 cm; ils ne sont que peu jointifs et proviennent du socle, le ciment est calcaire.
- 190-240 m : reposant en continuité sur le conglomérat, des calcaires rouges avec quelques bancs d'argilites rouges interstratifiées.
- 240 m : banc gréseux de un mètre de puissance interstratifié dans les calcaires et argiles rouges.
- 241-300 m : zone où les bancs gréseux, identiques à ceux de la cote 240 deviennent de plus en plus nombreux au détriment des calcaires et argilites.
- 300 m : à partir de cette cote et jusqu'au sommet de la colline (cote 440) s'observent des grès quartzites blancs ou roses absolument semblables à ceux qui se situent 500 mètres plus à l'Est de l'autre côté de l'éperon et qui, rappelons-le, appartiennent au même banc que les grès de la falaise de Ségou.

Pour être complets signalons que l'on trouve des placages de til-
lite à différentes cotes : 280 et 360 et que des galets
provenant très probablement de cette formation se retrouvent sur le
plateau terminal à la cote 440.

Cette coupe s'interprète facilement : localement la série de
Ségou-MadinaKouta débute par un complexe calcaro-argileux ; cet épi-
sode semble limité à la fois dans l'espace et dans le temps puisque
à son sommet la sédimentation gréseuse redevient rapidement prédomi-
nante.

Il est donc très improbable de rattacher ces calcaires et ces
argilites aux pélites se trouvant au-dessus des grès de Ségou, il fau-
drait pour cela faire intervenir un système compliqué de failles dont
les rejeux se seraient annulés puisque la cote du socle birrimien est
analogue sous les calcaires et sous les grès de Ségou.

Un petit problème cependant est posé par le fait que vers le bas
de la coupe on trouve le socle birrimien surmonté d'un conglomérat de
base à deux cotes différentes (165 et 190). Deux hypothèses peuvent

être envisagées :

- Une faille d'un rejet de 25 mètres relève le compartiment est.

- Un paléorelief existait au moment de la transgression des calcaires : cette explication me paraît la plus plausible, en effet le conglomérat bréchique inférieur est beaucoup plus grossier et semble plus épais que celui de la cote 190. Ce fait s'explique parfaitement bien dans l'hypothèse d'un paléorelief : les parties les plus basses s'emplissaient d'un matériel plus grossier que les parties élevées.

Cette coupe a donc montré que dans les environs de Walidiala les grès de la falaise de Ségou pouvaient comprendre à leur base un épisode calcaro-argileux ; d'autre part, la présence de la tillite que l'on trouve sur les grès et sur les calcaires prouve que, au moment de son dépôt la série de Ségou-MadinaKouta était fortement érodée à cet endroit. Deux kilomètres au S.O. de Pellèle, sur le flanc ouest de la vallée de Walidiala, la tillite n'est plus séparée du socle que par une dizaine de mètres de calcaires rouges qui disparaissent à quelques centaines de mètres plus loin en suivant la vallée vers le N.O.

Il y a donc disparition complète de la série de Ségou-MadinaKouta. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème mais dès à présent il est possible de dire qu'il s'agit d'une limite d'érosion et non de transgression : dans ce dernier cas, ce serait l'élévation de la surface du socle qui causerait la disparition de la série ; nous avons pu voir au contraire que c'est la surface " enveloppe " des affleurements de la série de Ségou-Madina Kouta, qui s'abaisse et rejoint le socle.

4° Coupe Velinngara-Fongolanbi

Cette coupe effectuée le long de la piste automobile qui monte depuis Vélinngara jusqu'à Fongolanbi (bordure est de la feuille Kédougou) se trouve donc à l'Est de la coupe de Kédougou-Mali. Velinngara est un village situé au pied de la falaise à une altitude de 200 m environ.

ont donné des âges comparables avec ceux obtenus pour les granites de Côte d'Ivoire. Il s'agit de la granitisation éburnéenne (M. BONHOMME 1962), qui serait liée à l'orogénie ayant affecté les formations birrimiennes.

L'assimilation au système birrimien est donc confirmée

Bien que le "birrimien sénégalais " soit entouré de toutes parts par des formations plus récentes, les corrélations avec les formations birrimiennes les plus voisines sont assez faciles à faire:

- Vers le S.E. dans la région de Siguéri et de Kankam, B. COLOUBRINOW a étudié une zone où il semble que l'on trouve les principaux éléments observés au Sénégal : " Roches vertes " d'origine volcanique, schistes, cipolins, quartzites, schistes graphiteux, etc ... Les granites semblent toutefois plus étendus et ils sont accompagnés par des migmatites beaucoup plus développées qu'au Sénégal.

- Au S.O., en Sierra Léone et en Guinée, diverses formations métamorphiques ont été attribuées au birrimien en particulier la série des " Schistes de Marampa ".

Les granites qui les traversent offrent beaucoup d'analogies avec ceux du Sénégal Oriental : V. MARMO (1955) en particulier y a reconnu des venues syn et tarditectoniques.

- Vers le N.E., le granite et les roches basiques métamorphisées de la " boutonnière " de Kayes constituent le prolongement direct de la série de Mako et du massif granitique de Badoù-Kakadian.

- Au Nord le granite du Guidimaka et les formations métamorphiques (en particulier des roches vertes) qui l'accompagnent semblent d'après une étude récente (G. ROCCI 1962) appartenir au système birrimien.

- Plus au Nord en Mauritanie Centrale et Occidentale les corrélations deviennent plus difficiles. Jusqu'en 1958 il était admis (A. BLANCHOT 1953; L. RENAUD 1957) que les séries de Bakel et d'Akjoujt représentaient le birrimien tandis que la série de l'Amsaya appartenait au Dahomeyen. Actuellement, la géologie de cette zone est en voie de réinterprétation : les séries d'Akjoujt et de Bakel ne sont plus attribuées au birrimien mais pourraient être un faciès métamorphique de séries plus récentes. La série de l'Amsaga représenterait, pro parte, le birrimien :

des mesures d'âges absolus effectuées sur certains granites de cette série ont donné des âges situés autour de 2000 M.A., il ne faut pourtant pas éliminer l'hypothèse d'un " rajeunissement ".

- Enfin, encore plus au Nord, en pays Reguibat, G. ROCCI (1955) a étudié des formations qu'il attribue au Précambrien moyen (birrimien). Les granites du Karet ont des âges situés autour de 2000 M.A. Il est difficile de faire des corrélations entre les formations de cette zone et celles du Sénégal Oriental, d'une part en raison de la grande distance qui les sépare, d'autre part en raison de la différence dans l'intensité du métamorphisme qui les a affectées.

LES SERIES POSTERIEURES
AU BIRRIMIEN
ET ANTERIEURES AU GOTHLANDIEN MOYEN

I - HISTORIQUE. PROBLEMES POSES EN 1958 . DEFINITION DES SERIES.

A - HISTORIQUE .

Les premiers renseignements sur la géologie de la région furent fournis par les explorateurs et les militaires. Certains de ces documents datent du XVIII^e siècle.

En 1916 HUBERT H. dresse une carte au millionième du Sénégal ; un an plus tard, en 1917 dans une note à la Société Géologique de France, il définit les séries anciennes anté-carbonifères. Parmi celles-ci il distingue :

a) Des grès siliceux horizontaux qu'il rattache aux grès horizontaux de Guinée. D'après sa carte il semble qu'il ait groupé sous ce terme les grès ordoviciens et les grès rouges feldspathiques du Boundou.

b) Des roches sédimentaires métamorphisées qui semblent correspondre à la série de Bakel et celle des Bassaris.

c) Des schistes cristallins qu'il attribue à une série plus ancienne que la précédente et qui doit correspondre au birrimien.

Un peu plus tard, entre 1925 et 1933 plusieurs géologues étudient le Soudan occidental, parmi eux R. FURON et L. BAUD.

R. FURON (1928) (1930) (1932) admet deux séries de grès séparés par une série de quartzites, pélites, jaspes et calcaires. Celle-ci peut être discordante soit sur les grès inférieurs, soit sur le socle métamorphique.

L. BAUD (1933) dans sa " Nouvelle échelle stratigraphique des grès horizontaux de la région de Kayes " propose la succession suivante de haut en bas :

- grès supérieurs
- schistes et jaspes
- conglomérat et dolomie
- quartzites inférieurs.

La même année, cet auteur souligne que le conglomérat de base de la série des schistes et jaspes est un conglomérat d'origine fluvioglaciaire qu'il compare aux tillites du Katanga et d'Afrique du sud.

E. DE CHATELAT (1932) étudie la géologie de la feuille au 1/200 000 de Youkounkoun. Il distingue :

- a) Les schistes et quartzites redressés et métamorphiques correspondant à notre série des Bassaris.
- b) La série des grès horizontaux ou peu plissés qui comprend de haut en bas : des schistes argileux, du gothlandien, des grès siliceux blancs, des grès rouges feldspathiques tendres.

L'auteur interprète les contacts de ces différentes formations de la façon suivante :

Les schistes et les quartzites redressés sont les plus anciens, ils sont séparés des terrains plus récents par une faille.

Le contact grès-rouges - grès-blancs n'est pas décrit, mais DE CHATELAT note que les pendages sont plus forts dans les premiers que dans les seconds.

Les schistes argileux gothlandiens reposent en concordance sur les grès blancs.

Si l'on ajoute que l'auteur avait localisé le petit pointement de rhyolite de la Tominé, il est possible de dire que les grandes lignes de la géologie de la région de Youkounkoun étaient établies.

C. SKAWYTCH (1933) étudie les terrains anciens du Sénégal oriental depuis la frontière de Guinée jusqu'au parallèle 13°30.

Il distingue du bas vers le haut :

- Le socle métamorphisé
- Des conglomérats parmi lesquels il distingue une tillite qu'il assimile à celle signalée par L. BAUD dans le Soudan occidental.
- Une série de jaspes calcaires et de grès fins.
- Des grès rouges
- Des grès siliceux blancs à Banharé.

L'auteur remarque que contrairement à ce qui se passe au Soudan occidental, cet ensemble a été plissé ; il signale cependant que les grès blancs horizontaux qui jalonnent la frontière Sénégal-Guinée à l'Est de la Gambie, mais ne donne pas leur relation avec les grès de Banharé. Bref, dès 1933, C. SKAWYTCH avait vu la possibilité de corrélérer la série sédimentaire ancienne plissée du Sénégal oriental avec la série horizontale du Soudan occidental grâce au niveau repère que constitue la tillite.

F. JACQUET (1934) étudie le Boundou au Nord du parallèle 13°30. Cet auteur décrit les schistes de la Falémé, les grès et les quartzites du Boundou, le conglomérat calcaro-argileux (tillite) et les calcaires qui le surmontent. Il donne la succession suivante de haut en bas : grès et quartzites du Boundou, quartzites jaspoïdes, schistes de la Falémé.

F. JACQUET note le plissement et le métamorphisme pouvant affecter les formations : " D'une façon générale la série ancienne plissée semble avoir été affectée d'un métamorphisme dont l'intensité croît d'Est en Ouest".

M. NICKLES, de 1934 à 1937 reprend et complète l'étude de tout le Sénégal oriental. En 1937 il publie avec JACQUET une note importante : en effet alors que, auparavant, on semblait considérer que les plissements ne constituaient pas un critère pour différencier les séries de cette région, ces auteurs séparent les formations du Sénégal

oriental et de ses confins en deux séries :

Le Cambro Ordovicien inférieur qui est plissé.

Le Cambro Ordovicien supérieur horizontal.

a) La série Cambro-ordovicienne inférieure (qui prendra par la suite le nom de Falémien) comprend de haut en bas :

- jaspes rouges semblant se trouver au sommet de la série
- grès de Boundou
- schistes de la Falémé
- conglomérat de nature variable.

b) La série Cambro ordovicienne supérieure comprend de haut en bas :

- grès supérieurs (auxquels sont rattachés les quartzites inférieurs de R. FURON et M. BAUD).
- schistes et jaspes
- conglomérat surmonté de dolomie.

La note conclut en distinguant les 3 phases suivantes :

- Dépôt de la série ancienne ; plissement avec " métamorphisme régional en général " (il s'agit du birrimien)
- Dépôt des schistes et grès de la série plissée, nouvelle phase de plissement.
- Transgression : dépôt de la série subhorizontale et intrusion des dolérites.

P. LEGOUX (1939) dans son "Esquisse géologique de l'A.O.F." reprend ces conclusions et intègre la série plissée non métamorphique dans le système des " Séries intermédiaires plissées ".

En 1943 paraît la Carte Géologique au 1/1000 000 Dakar-Est; cette carte et la notice qui l'accompagne constituent le premier travail de synthèse concernant tout le Sénégal oriental. M. NICKLES en est l'auteur, il y développe les hypothèses formulées dans sa note de 1937.

Le Cambro-Ordovicien inférieur devient la " série de la Falémé "

M. ROQUES (1948) adopte ce point de vue dans un article synthétique sur la géologie de l'A.O.F.

L. RENAUD (1958) donne une étude des séries de Bakel et de la Falémé et de leur prolongement en Mauritanie jusqu'à la latitude d'Akjoujt. Cet auteur met en relief le caractère instable de

l'ensemble série de Bakel - série de la Falémé; cette zone comporterait une succession de zones de subsidence se relayant dans le temps et dans l'espace. De plus L. RENAUD émet l'hypothèse d'un contact anormal entre série de Bakel et série de la Falémé.

Enfin, pour être complet nous signalerons que, en 1957 et 1958, de nombreuses notes et travaux concernant le Soudan occidental et la Mauritanie viennent apporter des idées nouvelles.

En 1957 R. DARS, J. SOUGY et F. TESSIER proposent pour la région de Kayes une nouvelle stratigraphie : ils divisent le paléozoïque en séries I, II, III séparées par des discordances de ravinement. La série I débute par le conglomérat argilo-calcaireux à caractère de tillite déjà signalé par Baud. Cette théorie est reprise lors du colloque sur l'infracambrien; ses auteurs précisent que le Falémien peut être considéré soit comme une série O, soit comme un épaississement latéral de la série I. ZIMMERMAN M. et BRIOTET H. (1958) critiquent vivement cette hypothèse ; ils montrent l'importance de la tillite comme faciès repère et reprennent l'interprétation de L. BAUD : de haut en bas, grès blancs supérieurs, schistes et jaspes, tillite et dolomie, quartzites inférieurs.

C. BENSE et J. DELPY (1958) mettent en doute l'individualité du Falémien qu'ils considèrent comme un faciès plissé du primaire.

B - PROBLEMES POSES EN 1958

Le chapitre précédent donne les bases dont je disposais en 1958 : différents problèmes se posaient :

- Problème du Falémien dont C. BENSE et J. DELPY mettaient l'existence en doute du point de vue stratigraphique.
- Rapport du Falémien avec les grès blancs attribués à l'Ordovicien par M. NICKLES ; en effet cet auteur décrivait la discordance de ces grès sur le Birrimien, mais non sur les formations de la série de la Falémé.
- Relations du Falémien avec la série de Bakel : d'après la carte au 1/1000 000 Dakar-Est, cette série se prolongeait (en se divisant en deux) sur la zone que j'avais à étudier.

- Existence de microgranites et de granites postérieurs au Falémien : ce problème avait été soulevé dans la thèse de L.RENAUD.

C - PLAN DE L'ETUDE : DEFINITION DES SERIES

L'étude géologique se présentera de la façon suivante :

- Chaque série fera l'objet d'un paragraphe spécial où l'on trouvera exposé : les coupes les plus représentatives, une étude pétrographique et tectonique ; les relations de chaque série avec ses voisines immédiates seront esquissées.
- Les corrélations entre les différentes séries seront alors données : l'ensemble stratigraphique ainsi défini sera replacé dans un cadre plus général, en le comparant avec les formations analogues de l'Afrique de l'Ouest.

Une esquisse paléogéographique sera alors tentée.

J'ai été amené, pour la clarté de l'exposé, à définir un certain nombre de séries ; ces subdivisions sont basées soit sur des régions naturelles, soit sur des groupements géologiques homogènes ; leur utilisation a un rôle purement descriptif et ne préjuge en rien des conclusions à venir.

Nous distinguerons successivement (voir figure 4)

- La série de Ségou-MadinaKouta.

Il s'agit d'un ensemble de grès et de pélites plus ou moins calcareuses que l'on observe dans le massif de Mali à l'Est du méridien 12°25. Cet ensemble est surmonté par la tillite.

- La série de Mali.

Cette série comprend des formations se trouvant dans le massif de Mali à l'Ouest du méridien 12°25. Elle débute par la tillite, surmontée successivement par des calcaires, des jaspes puis par un complexe où dominent les pélites.

- La série de la Falémé.

Elle a été définie en 1937 par F. JACQUET et M. NICKLES dans le Boundou et la région de Kédira. Schématiquement elle comprend deux bandes de pélites orientées N-NE séparées par une bande de grès rouges feldspathiques. Au Sud elle se raccorde avec la série de Mali, vers l'Ouest elle passe dans des conditions que nous verrons ulté-

-rieurement à :

- La série des Bassaris

Au moins dans sa partie sud, cette série possède une morphologie originale : il s'agit de collines escarpées où s'est établie la tribu des Bassaris. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs du Fouta-Djalou, au Nord elle rejoint la série de la Basse Koulountou pour former la série de Bakel étudiée par L. RENAUD.

Cette série comprend un ensemble de roches peu métamorphiques parmi lesquelles on distingue des schistes sériciteux, des quartzophyllades, des schistes verts à chlorite et actinote.

- Série de Youkounkoun

Séparée de la précédente par un grand accident de type faille, cette série s'étend dans la plaine à l'Ouest des collines Bassaris. Elle forme une structure synclinale se fermant vers le N.E. aux environs de Niokolo-Koba. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs sub-horizontaux du Fouta-Djalou ; vers le N.O. elle passe à la série de la Basse Koulountou.

Elle comprend, de haut en bas :

- des grès blancs siliceux,
- des grès rouges feldspathiques,
- des pélites et argilites,
- une série volcanique acide de base.
- Série de la Basse Koulountou

Il s'agit d'une bande O.NO comprenant des schistes sériciteux des micaschistes à muscovite, des porphyroïdes et des orthogneiss. Cette bande, d'une trentaine de kilomètres de large, traverse la frontière de la Guinée portugaise au sud de Ouassadou et se dirigeant vers l'E.NE, rejoint la série des Bassaris au nord de Gamon.

- Série de Bakel

Elle constitue le prolongement vers le Nord des séries de la Koulountou et des Bassaris. Cette série comprend sur sa partie occidentale des roches (quartzite et schistes) à muscovite, sur sa bordure orientale, il n'y a plus que des faciès sériciteux (quartzite et schistes , très rarement amphibolites) qui semblent passer progressivement vers l'Est aux formations non métamorphiques de la série de la Falémé.

II - SERIE DE SEGOU-MADINAKOUTA

A.- INTRODUCTION

Dans la zone étudiée, cette série occupe la partie N.E. du massif de Mali (voir fig. 4) . Sur la carte géologique Dakar-Est au 1/1000 000^e, l'ensemble des formations sédimentaires du massif de Mali avait été classé dans l'Ordovicien, avec une certaine réserve puisqu'un point d'interrogation est affecté à cet étage.

La notice accompagnant la carte décrit cet " Ordovicien " :

" Cet ensemble est représenté par des grès roses à grain irrégulier (Soufi) des grès siliceux blancs (Badiar Banhare) et des grès roses avec dalles à ripples-marks (Massif de Mali). Dans la région de Mali on peut observer en outre des grès en plaquette vert clair ou lie de vin alternés avec des niveaux de grès massifs ".

Si cette alternance grès-pélites a pu être effectivement observée, les études des géologues pétroliers J.M. AYMÉ , A. ARNOULT, R. GUILLAUME (1959) et les miennes, ont fait apparaître un élément nouveau d'importance majeure : la présence de la tillite dans cette région :

La tillite et son rôle de niveau repère

L. BAUD (1933) a observé cette formation dans la région de Kayes et en a, le premier, souligné l'originalité ; il s'agit d'un conglomérat argilo-calcaireux à galets arrondis, mal classés, non jointifs, polygéniques, striés ou non. Nous étudierons plus en détail cette formation, mais dès à présent, soulignons que son origine glaciaire est certaine. Cette tillite a été découverte en de multiples endroits de l'Afrique de l'Ouest :

- Dans la région de Kiffa (C. BENSE 1962).
- Dans l'Adrar où Th. MONOD (1952) la désigne sous le nom d'argile à blocs et conglomérat polygénique.
- R. VILLEMUR la retrouve dans le Nord du bassin de Taoudenni à près de 2.000 km du massif de Mali.

Comme la plupart du temps elle est surmontée par des calcaires dolomitiques, des jaspes et une série à tendance pélitique, on a pu s'en servir comme niveau de repère.

Un coup d'oeil sur les cartes accompagnant ce mémoire suffit d'ailleurs pour constater que la tillite correspond à une discordance cartographique de premier ordre. Notons que c'est M. ZIMMERMAN et H. BRIOTET (1958), après une étude générale du bassin de Taoudenni, qui attirèrent l'attention sur cette formation en tant que niveau repère.

La présence de la tillite dans la massif de Mali a permis de séparer les formations sédimentaires se trouvant dans ce massif en deux séries: série supratillite et série infratillite. C'est cette dernière que nous désignons sous le nom de Ségou-MadinaKouta. Le village de Ségou se trouve sur la route de Kédougou-Mali, au pied de la première falaise gréseuse, le village de MadinaKouta se situe sur le marigot Kannta, à 24 km au N.NE de Mali.

B.- ETUDE DE COUPES

Mis à part la coupe de Kédougou-Mali (que j'ai dû d'ailleurs effectuer assez rapidement) je n'ai pu, en raison des circonstances politiques, travailler en territoire guinéen.

Toutes les coupes décrites sont des coupes naturelles : il n'existe aucun sondage et pratiquement aucun puits dans cette région où sources et céances suffisent largement aux besoins de la population.

1° Coupe le long de la route Kédougou-Mali (fig. 18)

La coupe débute à Ségou petit village situé sur la côte 200, au pied de la première falaise du Massif de Mali.

- Entre ce point et Kédougou, la route traverse une vaste plaine couverte de latérite; quelques affleurements situés sur la Gambie ou ses affluents, permettent de constater que sous la latérite se trouve un substratum birrimien (granites et micaschistes).

- La route aborde donc la falaise à Ségou : après avoir franchi une zone d'éboulis gréseux sur une hauteur de 70 mètres environ, nous pouvons observer jusqu'en haut de la falaise des grès durs, roses ou blancs fins, se débitant en banc de 10 à 40 cm. Quelques petites passées de grès tendres et de grès fins pélitiques sont interstratifiées dans cet ensemble sans jamais former de zone homogène. Les surfaces à ripples-marks sont nombreuses, les stratifications croisées existent également mais sont moins fréquentes. Des surfaces rugueuses et mamelonnées recouvertes d'oxydes

de fer peuvent représenter au moins dans certains cas, des surfaces d'émergence; l'hypothèse de joints de stratification enrichis postérieurement à des solutions ferrugineuses peut également être envisagée. Les pendages varient autour de 5° et sont orientés vers le S.E.

- La route traverse ensuite un vaste plateau latéritique jusqu'au village de Lougana: cette plaine donne l'impression d'une surface structurale des grès. En réalité une coupe dans la vallée au N.E. de Gadalogué montre qu'elle correspond en partie à des pélites quelquefois calcareuses. Les derniers grès ont été observés dans un petit ravin à proximité du village de Sagaridié: ils sont plus fins que ceux de la falaise de Ségu. Les pendages varient entre 5 et 10° et sont dirigés vers le S.S.E.

- Après la borne 428, on peut observer dans le lit des marigots une série de grès quartzites roses à ripple-marks et quelques stratifications entrecroisées. Ces grès semblent devenir de plus en plus fins, en allant vers le Sud. Leur pendage varie entre 5 et 10° vers le S.E. (1).

- Après avoir passé l'embranchement de Madina-Kouta, la route traverse une série de pélites et d'argilites calcareuses bariolées (rouges et grises) où sont interstratifiés des bancs (quelques mètres de puissance) de grès fins rosâtres. Cet ensemble a un pendage très faible, inférieur à 5° vers le S.E.

- Reposant en concordance sur ces pélites, on observe un peu en amont du point où le marigot Kannta traverse la route, un conglomérat (quelquefois bréchique) de 1 à $1,50$ m de puissance. Dans un ciment d'aspect siliceux (en réalité en partie calcaireux et renfermant des mouches de malachite) sont pris des galets de granite, des quartzites rosâtres et des plaquettes pélitiques. Ces éléments sont en général non joints, leurs dimensions sont très hétérogènes (de quelques millimètres à 20 cm). Ces caractères nous ont fait assimiler ce conglomérat à la tillite telle qu'on peut l'observer aux environs de Kayes.

- Au-dessus de cette tillite on observe successivement quelques mètres de pélites jaunâtres, une vingtaine de mètres de grès quartzites blancs très grossiers à la base, plus fins au sommet, des jaspes alternant avec des pélites, puis une puissante série de pélites. Toutes ces formations au-dessus de la tillite appartiennent par définition à la série de Mali que nous étudierons ultérieurement.

2° Coupe Yamoussa-Anfia (fig. 19)

Cette coupe complète la précédente: elle est placée entre le point où la Gambie quitte le massif de Mali et le sommet de la falaise d'Anfia, petit village situé à 10 km au N de Madina-Kouta.

(1) M. MARCHESSEAU (prospecteur du SGPM) a vu près de Madina-Kouta dans le marigot Kannta, ces grès quartzites reposer en concordance sur les pélites de Gadalogué. L'observation de J. MARCHESSEAU est importante car ce contact est souvent masqué par un sill de dolérite qui s'injecte entre les deux formations.

- A 2 km au S.E. de Yamoussa on observe sur la rive droite de la Gambie un conglomérat bréchique renfermant des blocs de granite et de gneiss dans une pâte argilo-gréseuse. On peut estimer qu'il s'agit de conglomérat de base des grès, puisque ceux-ci affleurent juste en face sur la rive gauche.

- A partir de ce point, en se dirigeant vers le village d'Anfia, on observe des affleurements presque continus la succession suivante :

- grès fins assez friables à "fumées violettes",
- grès à trous grossiers blanchâtres,
- grès roses grossiers compacts,
- grès roses homogènes fins,
- grès roses grossiers.

Ces grès sont à tendance quartzitique et correspondent à ceux observés dans la coupe précédente lors du passage de la falaise de Ségou.

- La plaine où se situe le village d'Anfia (côte 200) est couverte d'alluvions; les 60 premiers mètres de la falaise sont constitués par des éboulis, on observe ensuite :

- 3 m Grès quartzites rosâtres à glauconie.
- 20 m Grès très fins en blocs sub en place.
- 10 m Cornéenne gris bleuté pouvant dériver soit de grès fins, soit de pélites,
- 40 m Blocs de dolérite à gros grain
- 40 m Dolérite à grain fin
- 20 m Pélites légèrement transformées par le métamorphisme de contact.

Jusqu'au sommet de la falaise, sur une cinquantaine de mètres, affleurements sporadiquement des pélites gréseuses rosâtres à glauconie appartenant au même niveau que les pélites du ravin de Gadalogué.

Cette coupe, malgré les nombreuses lacunes qu'elle comporte nous donne les indications suivantes :

- La série des grès de base repose directement sur le socle birrien.

- Vers leur sommet ces grès ont tendance à devenir de plus en plus fin et bien que le passage n'ait pas été vu il semble qu'ils passent en continuité de sédimentation aux pélites de Gadalogué.

- La présence de glauconie prouve que au moins dans leur partie supérieure les grès de base ont une origine marine.

Les deux coupes que nous venons de décrire nous ont permis d'établir un point capital : la série de Ségou Madina-Kouta se trouve située entre le socle birrimien et la série de Mali qui débute par la tillite . Cette série est monoclinale; les pendages dirigés vers le S.E. ou le S sont faibles, ne dépassant jamais 10°, leur moyenne se tient autour de 5°.

En prenant cette valeur, la puissance des différents termes de la série ont été calculés. Nous avons ainsi de bas en haut à partir du socle :

- des grès quartzites 600 m,
- des pélites parfois calcareuses 500 m,
- des grès quartzites 300 à 400 m,
- des pélites et schistes calcareux bariolés 600 à 800 m.

La puissance totale de cet ensemble dépasse donc 2.000 m. Il faut préciser que les deux coupes que nous venons de décrire sont situées dans une zone où la série de Ségou-MadinaKouta est la plus complète et possède sa plus grande puissance.

En effet à l'Est comme à l'Ouest de la route Kedougou-Mali, nous allons voir que cette série est beaucoup moins épaisse.

3^e Coupe du ravin au N.O. de Nandoumari (fig.20)

Si à partir de Ségou nous nous dirigeons vers l'Ouest, à partir du méridien 12°25 (à peu près au débouché du marigot Tiokoye dans la plaine) la tillite repose directement sur le socle birrimien. La série de Ségou-MadinaKouta a donc disparu en moins de 10 km. Comment cette disparition se produit-elle ? Le banc gréseux de la falaise de Ségou se suit parfaitement bien jusqu'au flanc est de l'éperon s'avancant entre les villages de Mamadou Boundou et de Walidiala (voir carte détaillée au 1/50 000^e) par contre le flanc ouest est constitué à sa base par des calcaires rouges ou mauves, colithiques, possédant des surfaces à ripple-marks et des stratifications entrecroisées.

Quel est le rapport entre les grès de Ségou et ces calcaires ? Les géologues pétroliers J.M. AYMÉ, A. ARNOULD, R. GUILLAUME ont attribué ces calcaires à leur série de Madina-Kouta. Pour ces auteurs la série de Madina-Kouta comprend tous les termes situés entre les grès de Ségou et la tillite.

Une coupe partant du petit village de Pellèle (au S.E. de Walidiala) et remontant le ravin qui se dirige vers Nandoumari (voir carte au 1/50 000 suggère une interprétation différente ; on y observe de bas en haut :

- le socle birrimien (granite et gneiss).
- Cote 165 : Conglomérat bréchique avec blocs peu ou pas roulés de

granite, gneiss ou cipolins birrimiens. Les blocs peuvent atteindre 30 cm. Cette formation semble plutôt être une brèche de pente ou un dépôt de torrent qu'un conglomérat fluviatil ou marin. Le ciment est calco-gréseux. La puissance de ce conglomérat n'est pas visible, elle dépasse 1,50 mètre (voir photo 1 , planche V).

- 180 m : Eboulis, blocs de calcaire rougeâtres non en place.
- 190 m : quartzite birrimien surmonté par un conglomérat quelquefois bréchique de 0,50 m de puissance. Les galets peu roulés ne dépassent guère 5 cm; ils ne sont que peu jointifs et proviennent du socle, le ciment est calcaire.
- 190-240 m : reposant en continuité sur le conglomérat, des calcaires rouges avec quelques bancs d'argilites rouges interstratifiées.
- 240 m : banc gréseux de un mètre de puissance interstratifié dans les calcaires et argiles rouges.
- 241-300 m : zone où les bancs gréseux, identiques à ceux de la cote 240 deviennent de plus en plus nombreux au détriment des calcaires et argilites.
- 300 m : à partir de cette cote et jusqu'au sommet de la colline (cote 440) s'observent des grès quartzites blancs ou roses absolument semblables à ceux qui se situent 500 mètres plus à l'Est de l'autre côté de l'éperon et qui, rappelons-le, appartiennent au même banc que les grès de la falaise de Ségou.

Pour être complets signalons que l'on trouve des placages de til-lite à différentes cotes : 280 et 360 et que des galets provenant très probablement de cette formation se retrouvent sur le plateau terminal à la cote 440.

Cette coupe s'interprète facilement : localement la série de Ségou-MadinaKouta débute par un complexe calcaro-argileux ; cet épisode semble limité à la fois dans l'espace et dans le temps puisque à son sommet la sédimentation gréseuse redevient rapidement prédominante.

Il est donc très improbable de rattacher ces calcaires et ces argilites aux pélites se trouvant au-dessus des grès de Ségou, il faudrait pour cela faire intervenir un système compliqué de failles dont les rejeux se seraient annulés puisque la cote du socle birrimien est analogue sous les calcaires et sous les grès de Ségou.

Un petit problème cependant est posé par le fait que vers le bas de la coupe on trouve le socle birrimien surmonté d'un conglomérat de base à deux cotes différentes (165 et 190). Deux hypothèses peuvent

être envisagées :

- Une faille d'un rejet de 25 mètres relève le compartiment est.

- Un paléorelief existait au moment de la transgression des calcaires : cette explication me paraît la plus plausible, en effet le conglomérat bréchique inférieur est beaucoup plus grossier et semble plus épais que celui de la cote 190. Ce fait s'explique parfaitement bien dans l'hypothèse d'un paléorelief : les parties les plus basses s'emplissaient d'un matériel plus grossier que les parties élevées.

Cette coupe a donc montré que dans les environs de Walidiala les grès de la falaise de Ségou pouvaient comprendre à leur base un épisode calcaro-argileux ; d'autre part, la présence de la tillite que l'on trouve sur les grès et sur les calcaires prouve que, au moment de son dépôt la série de Ségou-MadinaKouta était fortement érodée à cet endroit. Deux kilomètres au S.O. de Pellèle, sur le flanc ouest de la vallée de Walidiala, la tillite n'est plus séparée du socle que par une dizaine de mètres de calcaires rouges qui disparaissent à quelques centaines de mètres plus loin en suivant la vallée vers le N.O.

Il y a donc disparition complète de la série de Ségou-MadinaKouta. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème mais dès à présent il est possible de dire qu'il s'agit d'une limite d'érosion et non de transgression : dans ce dernier cas, ce serait l'élévation de la surface du socle qui causerait la disparition de la série ; nous avons pu voir au contraire que c'est la surface " enveloppe " des affleurements de la série de Ségou-Madina Kouta, qui s'abaisse et rejoint le socle.

4° Coupe Velinngara--Fongolanbi

Cette coupe effectuée le long de la piste automobile qui monte depuis Vélinogara jusqu'à Fongolanbi (bordure est de la feuille Kédougou) se trouve donc à l'Est de la coupe de Kédougou-Mali. Velinngara est un village situé au pied de la falaise à une altitude de 200 m environ.

- Les 90 premiers mètres de la montée s'effectuent dans des éboulis de grès ; une coupe dans un ravin 500 m à l'Est de la route, m'a permis de retrouver le socle à 60 mètres au-dessus de la plaine.
- Ensuite jusqu'à Leïfala, la route traverse des grès et des grès quartzites blancs ou mauves, à ripples marks. Pendage de 7° vers le S.E.
- Au-delà, pélites d'aspect très siliceux, lardées de filons de dolérite. Cette formation se poursuit jusqu'à la frontière Sénégal-Guinée où s'arrête la coupe.

Cette coupe s'interprète facilement ; les grès au-dessus des éboulis correspondent aux grès de Ségou. Un observateur placé au N de la falaise peut se rendre compte facilement de la continuité de ce banc de grès. Remarquons toutefois que dans cette coupe, la puissance des grès calculée avec un pendage moyen de 7° ne dépasse pas 300 mètres alors qu'elle atteignait 600 mètres pour la coupe Kedougou-Mali.

Les pélites siliceuses observées entre Leïfala et Fongolanbi correspondent aux pélites de Guadalougué juste au-dessus des grès inférieurs.

5° Coupe de KENIEBA

Ce village (feuille Kenieba au 1/200 000) est situé au bas de la falaise à une altitude de 179 mètres. Le sommet de celle-ci où s'arrête la coupe est à 450 mètres.

On observe de bas en haut :

- 179-200 : Socle.
- 200-240 : Eboulis de grès
- 240-260 : Les quartzites roses dont la partie inférieure contient des microgalets de quartz blanc.
- 260-300 : Zone peu pentée à éboulis (dolérites et pélites)
- 300-400 : Pélites calcareuses et phtanites
- 400-450 : Sill de dolérite.

Les grès de base sont l'équivalent de ceux de Ségou : la continuité des affleurements est visible sur le terrain et sur les photos aériennes ; leur puissance a encore diminué, depuis la coupe précédente elle est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

Les pélites calcareuses et les phtanites représentent les pélites de Guadalougué. Une trentaine de kilomètres plus à l'Est en territoire malien. J. SPENCE, géologue de la S.P.S. aurait vu ces pélites

directement transgressives sur le socle birrimien : les grès inférieurs ont donc complètement disparu.

Notons enfin que sur le marigot Koïla-Kabe au S.E. de Takoutala (village situé à mi-chemin entre Velinngara et Noumoufouga) j'ai pu observer sous les grès de base, des argilites rouges analogues à celles qui sont associées aux calcaires rouges de la butte de Nandoumari. L'épisode calcaro-argileux à la base des grès de Ségou est donc un phénomène relativement répandu.

C .- ETUDE PETROGRAPHIQUE

Il convient tout d'abord de donner quelques précisions sur la terminologie utilisée pour l'étude pétrographique des séries sédimentaires du Sénégal oriental. En effet si, mis à part quelques exceptions, les noms affectés aux roches éruptives ont une signification à peu près universelle, il n'en n'est pas de même pour les roches sédimentaires. En fait il s'agit de choisir une classification, ce choix est difficile en raison du nombre et de la diversité des solutions proposées. Il semble que ce soit la classification de GRABAU (in PETITJOHN 1949) qui soit la plus complète et la plus rationnelle. Cet auteur définit deux grands groupes : endo et exogénique, comprenant un certain nombre de sous-classes basées sur le mode de formation de chaque roche. Ces sous-classes sont elles-mêmes divisées sur des bases granulométriques et chimiques. GRABAU a attribué à chaque roche un nom qui grâce à un préfixe et un suffixe donne leur origine et leur granulométrie les remplaçant ainsi dans le cadre de la classification. Dans le groupe exogénétique, une hydrosilicarenyte par exemple correspond à un grès déposé sous l'eau (hydro - déposé sous l'eau : silic : silice dominante, arénite : granulométrie du sable). Si cette classification est la plus logique elle est malheureusement restée inemployée sans doute à cause du caractère inusité de sa terminologie.

En raison du caractère régional et surtout descriptif de ce mémoire, pour en faciliter la lecture, nous avons préféré utiliser des noms

plus familiers aux oreilles françaises. Sauf certains cas particuliers où je serais amené à préciser le sens dans lequel je les ai utilisés, la définition des termes employés ci-dessous est donnée dans le " Précis de Pétrographie " de J. JUNG (1958).

Cet auteur donne une classification générale des roches sédimentaires et résiduelles :

Lignée des roches détritiques.	(anciens dépôts de blocs et cailloux	: conglomérats
	(anciens sables	: grès
	(anciennes boues	: pélites
Lignée des roches d'origine chimique ou biochimique.	(Résidus solides de l'altération restés sur place ou remaniés	(argiles résiduelles (Latérites ou bauxi- (tes. Argiles sédimen- (taires.
	(Précipitation de sels dissous ...	(calcaires (dolomies (phosphates
	(Flocculation de colloïdes	(roches siliceuses (" ferriques
	(Evaporation	(roches salines
	(Dépôt de matière organique	(charbon.

Au point de vue granulométrique l'échelle adoptée et exposée ci-dessous, est dérivée de celle de BOURCART.

<u>Diamètre moyen</u>	<u>Matériaux meubles</u>	<u>Matériaux indurés</u>
1000 à 2 mm	Cailloux ou ballast	Conglomérat
2 à 1 mm	Sable grossier	grès grossier
1 à 0,5 mm	Sable moyen	grès moyen
0,5 à 0,1 mm	Sable fin	grès fin
0,1 à 0,02 mm	Sable très fin	grès très fin
0,02 à 0,002 mm	Roches ou boues	Pélites
moins de 0,002 mm	Argiles	Argilites

Les principales subdivisions de cette échelle granulométrique ont été basées sur des propriétés physiques des sédiments meubles (adhésion des éléments entre eux, mode de transport, percolation des eaux, etc ...), ayant directement contrôlé leur sédimentation : la classification de BOUCARD est donc naturelle. Notons dès maintenant que si pour les granulométries supérieures à 20μ l'étude macroscopique et microscopique permet une classification facile, il n'en n'est pas de même pour les granulométries inférieures à 20μ . En effet l'observation au microscope devient difficile et même impossible au-dessous de 2μ : il est donc délicat d'estimer pour ces granulométries la part des minéraux détritiques et celle des minéraux authigènes. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

Lorsque cela est possible, c'est-à-dire lorsque la granulométrie est supérieure à 4μ et que la recristallisation n'est pas trop poussée, les diamètres maxima, moyens, et minima du grain des roches détritiques sont donnés. Les caractéristiques morphoscopiques de chaque roche (arrondi et sphéricité) ont été évalués à l'aide du tableau donné par W. KRUMBEIN et L. SLOSS (1955).

Nous allons successivement étudier les termes les plus caractéristiques de la série. Nous débuterons par la base.

1° - Le conglomérat de base.

D'une façon générale le conglomérat de base est toujours plus ou moins bréchi-que; les galets sont constitués par des roches du socle : granite, cipolins, quartzites, que l'on peut observer en place à proximité.

On ajoute que ces galets sont peu roulés, on peut estimer que les éléments du conglomérat ont subi un transport très court. La pâte du conglomérat peut être soit argiligréseuse (Yamoussa) soit calcaire (ravin de Nandoumari).

2° - Les calcaires rouges du ravin de Nandoumari.

Au microscope (lames minces 22 771 - 23 817) cette formation se montre constituée pour 90 ou 95 % de calcite.

Ce minéral se rencontre sous plusieurs formes :

- Petites plages enchevêtrées.
- Grandes plages recristallisées.
- Oolites le plus souvent intactes, quelquefois brisées ; leur

dimension varie entre 380 et 75 (voir photo², planche V).
 - Le quartz est représenté par quelques grains peu roulés et quelquefois nourris sur leurs bords. Quelques plagioclases détritiques s'observent également.

- La limonite en films intergranulaires imprègne toute la roche ; dans la L.M. 22 771 elle forme des trainées à bords nets : elle peut être d'origine fumerollienne, un sill de dolérite se trouvant à proximité.

Cette roche est un calcaire oolithique légèrement gréseux.

D'après un renseignement oral (J.M.AYME 1959) certaines des oolithes seraient en réalité des oncolithes, organismes apparentés aux stromatolithes mais formant des concrétions sphériques.

Nous noterons à ce sujet que sur le flanc ouest de la butte de Petit-Éle existent des passées calcaires peu oolithiques où l'on observe des structures rappelant celles des stromatolithes.

3°- Les argilites rouges

Elles se rencontrent soit associées aux calcaires rouges (ravin de Nandoumar) soit seules à la base des grès (S.E. de Takoutala). Une lame mince provenant de cette dernière localité (L.M.27 156 éch. 1577 ; L : 11°42, l : 12°27) montre que ces argilites contiennent une faible proportion de grains de quartz détritiques dont le diamètre ne dépasse jamais 20 μ . La limonite est présente.

4°- Les grès de la falaise de Ségou.

Nous décrivons trois lames minces prélevées respectivement vers la base, au milieu et près du sommet de cette formation.

L.M. 27 157 - Ech. 1575 (L : 11°40, l : 12°27) grès à ripples-marks pris dans la falaise de Ségou juste au-dessus des éboulis de base.

Les grains de quartz forment la presque totalité de la roche ; ils sont très rarement nourris.

D	M	m	m		D	m		A	M	m	m
(dimension)	360	228	174	(arrondi)	6,9	0,7	0,1	(arrondi)	0,5	0,3	0,1

On note également quelques grains de pélites gréseuses et quelques rares détritiques.

On note également quelques grains de très petites plages de quartz associées à de la limonite. On remarque dans ce ciment un minéral vert non automorphe, analogue à de la glauconie recristallisée.

- Grès quartzeux fins.

L.M. 27 155 - éch. 504 : Grès pris sur le sentier entre Yamoussa et Anfia (L : 12°12, l : 12°27).

A part la limonite qui forme des trainées plus ou moins diffuses, aucun autre minéral que le quartz.

Les grains sont fortement nourris (10 à 30 % de leur volume initial) et jointifs. Le nourrissage gêne les mesures de dimension et des caractères morphoscopiques ; on peut estimer le diamètre du grain moyen avant le nourrissage à 110 μ la sphéricité et l'arrondi à 0,7.

- Grès quartzites fins.

L.M. - éch. 500 (L : 12°12, l : 12°21) : grès rosâtres pris dans la falaise d'Anfia au dessous des premiers affleurements des pélites.

- grains de quartz légèrement nourris (10 % environ) et jointifs. Les anciens contours sont irrégulièrement conservés. Diamètre du grain moyen 76 μ , du grain maxima 150 μ . Sphéricité et arrondis mal visibles 0,5 à 0,9.

- Quelques grains de pélites gréseuses.

- Grains arrondis de glauconie, ce minéral semble avoir partiellement recristallisé (voir photo 3, planche V).

- Grès quartzite, très fin, à glauconie.

Ces trois lames minces semblent indiquer que les grès ont tendance à s'affiner et qu'ils possèdent des indices de sphéricité et d'arrondis plus élevés vers leur partie supérieure.

La sédimentation se serait faite dans un milieu plus profond, le matériel subissant un transport plus long. Les ripple-marks sont du type asymétrique : ils seraient donc formés par des courants et non par des vagues. Il semblerait que les courants fussent dirigés du Nord vers le Sud, malheureusement les observations sont trop peu nombreuses pour que cette conclusion soit valable.

La glauconie vient confirmer ce que la présence des ripples-marks nous avait suggéré : ces grès sont d'origine marine.

5°- Les pélites inférieures

L.M. 23 818 - éch : 503 : Pélites prélevées au sommet de la falaise d'Anfia au-dessus du silt de dolérite. (L : 12°12, l : 12°21).

= 136 =

Cette roche a subi un léger métamorphisme de contact dû à la proximité du sill de dolérite. La présence de magnétite peut en particulier lui être attribuée.

Le grain de roche est très fin : il ne dépasse pas 15 μ ; on peut distinguer du quartz, des minéraux argileux, de la séricite. Dans cette pâte on peut observer des microbanes de grains de quartz pouvant atteindre 35 μ . Ces grains sont classés suivant la règle du "graded-bedding". Il semble qu'il y ait eu une sédimentation rythmique avec apports épisodiques de matériel plus grossier. La roche est parcourue par de petites fractures remplies par du matériel clastique plus grossier : elles sont donc contemporaines de la sédimentation. Des structures de "slumpings" s'observent également. A. LOMBARD (1950, p.335) explique des phénomènes analogues par l'ouverture de fentes dans les vases sous-marines (voir photo 6 , planche V). Ces fentes sont causées (ainsi que les slumpings) par des tassements ou de petites secousses tectoniques . Elles se remplissent ensuite lors d'une arrivée de matériel plus grossier emmenés par des courants de turbidité dont le déclenchement est dû aux mêmes phénomènes . qui ont provoqué l'ouverture des microfentes.

Rappelons enfin que ces pélites contiennent des passées calcaireuses.

6° - Grès de Madina-Kouta

L.M. 27 149 - éch: 153 - Route de Kédougou-Mali - 2 km S de Lougana (L: 12°12' , 1 : 12°15').

Les grains de quartz ont subi un fort nourrissage ; le diamètre du grain moyen se situe autour de 250 μ . Les indices de sphéricité et d'arrondi ne sont pas appréciables . De la limonite et un peu de glauconie s'insinuent entre le quartz.

Grès/quartzite fins à glauconie

Il s'agit de grès d'origine marine (glauconie et ripple-marks) s'affinant vers leur partie supérieure.

7° - Les pélites supérieures.

L.M. 23 161, éch : 179 : 500 m au Sud du village de Sambadiouri (L12° 54' , 1 : 12°15') argilites bariolées.

Structure pseudobréchique due à une aggrégation hétérogène de limonite. En réalité la roche est constituée pour sa plus grande partie, par une association microcristalline de quartz, calcédoine et minéraux argileux. Dans cette pâte les grains de quartz et calcédoine ont le diamètre moyen compris entre 10 μ , forment des aggrégats diffus. Il s'agit d'une pélite micropélitique.

La proportion de calcite est variable, la lame mince 715 provenant de l'échantillon 155 récolté sur le marigot Kannta à l'endroit où il coupe la route Keaougou-Mali, semble plus riche en calcite ; ce minéral peut se concentrer en filonnets et lentilles.

Ces pélites, qui ont fréquemment été modifiées par le métamorphisme de contact, contiennent quelques bancs gréseux de quelques mètres de puissance. La L.L. 23 150 - son : 110 a été trouvée dans les grès affleurant sur le marigot d'Akoudetlanpa.

Les grains de quartz forment 70 % environ du rocher, ils sont nourris de calcite.

D	M	n	n
570p	120p	50p	

- La granulation est moyenne.
- Les indices d'anomalie et de sphéricité ne sont pas déterminables.
- Quelques plagioclases détritiques.
- Calcite : anciens grains arrondis en partie recristallisés.
- Tourmaline détritique assez fréquente.
- Limonite en imprégnation.

Grès fins calcaireux.

La présence de ces bancs gréco-calcaireux, dont la puissance ne dépasse pas dix mètres dans un contexte beaucoup plus fin, peut s'expliquer par l'existence de courants de turbidité.

D.- ETUDE STRUCTURALE

Une des caractéristiques de la série de Ségou-Madina Kouta est d'être non plissée. Au cours de la description des coupes nous avons pu constater que les pendages ne dépassent jamais 10° et se tiennent le plus souvent autour de 5°. Les pélites supérieures sont même subhorizontales.

Leurs directions sont dirigées vers le S.E., plus rarement vers le S, exceptionnellement vers le S.O. Un examen de la carte suggère que nous sommes en présence d'un bassin sédimentaire dont le centre se situait vers le S.E. Nous remarquerons également un certain nombre de cassures rectilignes alignées suivant deux directions principales : NE 40° et NO 310°. Ces accidents se retrouvent dans la série de Mali, ils sont donc relativement récents ; nous aurons l'occasion d'en reparler ultérieurement.

E .- DEFINITION STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSION

Dans la zone où elle est la plus complète, la série de Ségou-Madina Kouta comprend de bas en haut :

- Conglomérat à tendance bréchique 2 m
- Calcaires oolithiques légèrement gréseux associés avec
des pélites argileuses 50 à 100 m
- Grès quartzeux fins passant vers le haut à des grès
quartzites fins à glauconie 600 m
- Pélites quelquefois calcareuses 500 m
- Grès quartzites fins (à glauconie ?) 300 à 400 m
- Pélites plus ou moins calcareuses avec bancs de grès
quartzites fins interstratifiés 600 à 800 m

Il est évidemment assez difficile, avec les données partielles que nous possédons de retracer l'histoire du dépôt de cette série; nous allons tout de même essayer d'en faire une esquisse :

Le conglomérat de base indique le début d'une érosion rapide dont les débris se déposaient soit en milieu marin à faible profondeur, soit en milieu continental.

Une transgression nette est marquée par le dépôt des calcaires oolithiques et surtout par celui des grès inférieurs. Au début la sédimentation se fait en milieu peu profond : les calcaires oolithiques ne peuvent en principe se former à grande profondeur. Progressivement le bassin semble s'approfondir : les sédiments de gréseux deviennent pélitiques.

L'apparition brutale des grès quartzites supérieurs marque sans doute une régression accompagnée d'un renouveau de l'érosion sur le continent qui provoque l'arrivée d'un matériel plus grossier. On revient ensuite peu à peu à une sédimentation en milieu plus profond avec le dépôt des pélites supérieures plus ou moins calcareuses.

Il n'est pas possible de savoir si l'évolution du bassin s'arrête là ou si d'autres formations ont été déposées puis érodées avant le dépôt de la tillite. Le fait que cette dernière formation repose en parfaite concordance sur les pélites supérieures, dans la coupe Kedougou-Mali, incite à penser que celles-ci représentent bien le dépôt ultime du bassin.

Un problème se pose au sujet du rapport des grès inférieurs avec le reste de la série : les géologues pétroliers (J.M. Ayme, A. ARNOULD , R. GUILLAUME , 1959) leur ont donné une position spéciale puisqu'ils en ont fait la série de Ségou, les opposant ainsi au reste de la série groupé sous le nom de Madina Kouta. On peut supposer en effet qu'après le dépôt des grès inférieurs il y a eu émergence puis érosion partielle : cette solution explique de façon satisfaisante le fait que vers l'Est et vers l'Ouest cet épisode gréseux s'amincit et disparaît complètement. Par contre elle se heurte au fait que dans la coupe de la route Kédougou-Mali il semble y avoir continuité de sédimentation entre grès et pélites inférieures. Une autre solution peut donc être envisagée : le bassin où se déposaient les grès inférieurs avait son maximum de profondeur dans la région de Ségou; vers l'Est au contraire subsistaient des terres émergées. Le bassin s'approfondissant les pélites inférieures transgressèrent directement sur ce continent. Cette solution me paraissant au moins aussi valable que la précédente, j'ai évité de séparer cet ensemble en deux séries. Cependant pour éviter la multiplication de nouveaux noms de série dans la littérature, j'ai groupé les deux séries distinguées par les géologues pétroliers en une seule : la série de Ségou-Madina Kouta.

III - SERIE DE MALI

A - INTRODUCTION

La série de Mali comprend des formations situées stratigraphiquement au-dessus de la tillite ; géographiquement elles occupent la partie N.O du massif de Mali. Rappelons que le massif est limité par une falaise de direction générale Est-Ouest. A l'Est du méridien 12°25, ce ressaut est formé par les grès inférieurs de la série de Ségou-MadinaKouta qui dominent le socle birrimien . A l'Ouest de ce méridien la falaise est constituée dans sa majeure partie par des pélites que l'on retrouve d'ailleurs dans la plie no. le relief est dû à un alignement de sills et amas doléritiques. L'importance de la falaise au point de vue géologique n'est donc pas aussi grande à l'Ouest qu'à l'Est du méridien 12°25.

La carte géologique Dakar-Est au 1/ 1.000.000 attribue un âge ordovicien aux formations du massif de Mali alors que celles de la plaine sont classées dans le Falémien.

B - ETUDE DE COUPES

Nous allons tout d'abord achever la coupe de la route Kédougou-Mali; nous décrirons ensuite un certain nombre de coupes situées dans la falaise terminale du massif de Mali.

1°- Coupes à l'Est de Sanigourou (voir carte au 1/50.000)

a) Coupe de la route Kédougou-Mali (voir fig. 18)

Au chapitre précédent nous avons décrit la partie de cette coupe située sous la tillite; nous étudierons ci-dessous les formations se trouvant au-dessus de ce niveau repère :

- A quelques centaines de mètres au N.O. du village de Sonbiméré en remontant le marigot Kannta, à partir du point où il coupe la route, il est possible d'observer successivement du bas vers le haut :

1) Pélites calcareuses baroquées appartenant à la série de Ségou-MadinaKouta

2) tillite telle que nous l'avons décrite au chapitre précédent.....1, 50 m

- 3) Pélites schisteuses jaunâtres 3 - 4 m
- 4) Grès quartzites blancs présentant à leur base des passées microconglomératiques à galets de quartz blanc 20 m
- 5) Jaspes gris-bleus 3 m
- 6) Pélites grisâtres modifiées dans leur partie supérieures par du métamorphisme de contact ... 100 m
- 7) Sill de dolérite 50 m

En poursuivant vers Mali on traverse une succession de sills de dolérites et de pélites, le plus souvent transformés par le métamorphisme de contact, en roches sombres à cassure esquilleuse se débitant en dalles sonores.

Cet empilement dolérite-pélite dépasse 1.000 mètres de puissance. Le long de la route Kédougou-Mali, d'abondants éboulis ne permettent guère de se faire une idée de l'importance relative de ces deux formations (HUBERT H. 1918) décrit une coupe entre Mali et le village de Madina Tanguié (15 km O.N.O de Mali) où les puissances cumulées des pélites et des dolérites sont respectivement de 530 à 565 mètres.

Notons enfin que dans la coupe que nous venons d'étudier, la base de la tillite se trouve approximativement à la cote 480. L'ensemble des formations est horizontal ou subhorizontal ; on peut parfois remarquer des microplissements probablement dûs à la mise en place des masses doléritiques ; ceci est valable pour toutes les coupes que nous décrirons ultérieurement.

b) Coupe du sentier Walidiala-Toilé (fig 24)

Cette coupe et celles qui vont suivre sont placées sur la falaise terminale du massif de Mali (voir carte 1/50.000).

Les villages de Toilé et Walidiala sont situés à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Ségou. Walidiala se trouve dans la plaine, la coupe débute à ce village.

- 1) Le sentier suit d'abord la vallée d'un affluent du Tiokoye, où affleurent des quartzites et leptynites birrimiens.
- 2) Calcaires rouges oolithiques 10-15 mètres
Ces calcaires sont identiques à ceux décrits à la base du ravin de Nandoumari (voir chapitre précédent).
- 3) La tillite repose en concordance apparente sur ces calcaires ; elle est formée d'une pâte argilo-calcareuse grisâtre où sont noyés des galets hétérométriques de granite, aplite, quartzite et cipolins birrimiens. La puissance de cette formation varie rapidement : 5 - 10 mètres le long du sentier, 20 mètres quelques centaines de mètres plus à l'Ouest.

Sa cote est de 220 mètres.

- 4) Pélites grésocalcareuses, se débitant en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur.
- 5) Grès blanchâtres à tendance arkosique formant d'abondants éboulis. L'ensemble de ces grès et des pélites du niveau 4 a une puissance de 50 m
- 6) Dolomies calcaires grisâtres ou verdâtres avec un banc de barytine de 5 à 10 m de puissance. Vers leur toit ces dolomies sont parcourues par des filonnets de cherts 10 m
- 7) Jaspes polychromes (vert, blanc, bleu, noir) formant une corniche bien visible sur photos aériennes. La roche dure et compacte possède des joints de stratification qui provoquent son débit en parallélépipèdes d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. La puissance de ces jaspes peut atteindre 10 m
- 8) Pélites passant vers leur sommet à des cornéennes en plaquettes, ... une centaine de mètres.
- 9) Quelques centaines de mètre avant Toïle, le sentier traverse de puissants éboulis de dolérite. Le village est surmonté par un sill doléritique dont la puissance dépasse 100 m

c) Coupe du ravin au N.O. de Nandoumari (voir carte 1/50.000 et fig. 20)

Dans cette coupe décrite au chapitre précédent, nous avons pu constater que la tillite se trouvait à des altitudes différentes : 280, 360 et même 440 mètres en admettant que les galets trouvés sur le plateau terminal sont des débris de cette formation. Au niveau 280 la tillite est surmontée par les formations 4, 5 et 6 de la coupe b (Toïle Walidiala).

A cet endroit l'épaisseur de 4 et 5 ne dépasse pas une vingtaine de mètres.

d) Coupe de la haute vallée du Tiokoye (voir carte 1/50000)

En remontant le marigot Tiokoye qui coule dans une gorge orientée O.SO - E.NE il est possible d'observer la tillite épaisse de 20 mètres, reposant directement sur des quartzites birrimiens . De puissants éboulis doléritiques masquent le reste de la série : quelques pointements de grès du niveau 5 de la coupe b ont été repérés. La base de la tillite se trouve à une altitude de 300 mètres à l'extrémité occidentale de la gorge.

e) Coupe à l'Ouest de l'éperon du village Tiokoye
(voir carte au 1/50.000 et fig. 22)

Du bas vers le haut on observe :

- 1) granite orienté à biotite
- 2) micaschistes birrimiens
- 3) tillite à ciment calcaireux 10 m
- 4) grès en plaquettes et pélites gréseuses ... 10 m
- 5) grès quartzites à trous visibles sur 10 m
- 6) Dolérite et éboulis doléritiques.

La tillite se trouve à la cote 300.

f) Coupe de l'éperon à 3,5 km à l'Ouest de Yerongueto

(fig.22)

De bas en haut on observe :

- 1) microgranite birrimien
- 2) tillite 2 m
- 3) grès blancs grossiers à trous visibles
sur une dizaine de mètres.
- 4) éboulis
- 5) arkose grisâtre 10 m
- 6) grès sombres à micro-galets de quartz blanc 3 m
- 7) Dolérite et éboulis doléritiques.

Cette coupe est marquée par de nombreux éboulis ; la tillite se trouve à la cote 180.

g) Coupe à 1 km à l'Ouest de Sanigourou

(fig.23)

De bas en haut on observe :

- 1) cipolins birrimiens
- 2) éboulis comportant des blocs de tillite
- 3) grès quartzites fins 2 m
- 4) pélites 3 m
- 5) grauwacke sombre à galets de quartz blanc... 2 m
- 6) pélites gréseuses 5 m
- 7) jaspes gris-clair 2 m
- 8) pélites en voie de transformation en cornéennes
visibles sur 10 m
- 9) dolérite et éboulis doléritiques .

La cote probable de la tillite est de 140 mètres.

A l'Ouest du village de Sanigourou qui se trouve à la base de la falaise à une altitude de 120 m, on peut observer dans la plaine, non plus les formations birrimiennes, mais des pélites ou des jaspes, c'est-à-dire des niveaux stratigraphiquement supérieurs à la tillite.

La limite du birrimien et de ces formations possède une orientation sensiblement méridienne. L'ancienne carte Dakar-est au 1/1000.000^e classe les pélites et les jaspes de la plaine dans le Falémien; nous reviendrons

ultérieurement sur ce problème.

Les coupes que nous venons de décrire permettent de dégager dès maintenant quelques idées d'ordre général :

- la tillite correspond à une transgression marquée par une discordance cartographique : elle repose indifféremment sur le socle birrimien ou sur la série de Ségou-MadinaKouta dont elle prend tous les termes en écharpe.
- Les coupes b c d e f g montrent que, mis à part une exception locale, l'altitude de la tillite diminue en allant vers l'Ouest. A partir du village de Sanigourou, cette formation se trouve sous le niveau de la plaine : la série de Mali s'enfonce vers l'Ouest.
- Les coupes b c d permettent de constater que la cote de la tillite passe rapidement d'Est en Ouest, de la cote 360 (coupe c) à la cote 220 (coupe b) puis remonte à la cote 300 (coupe d). Il ne semble pas que cette variation puisse s'expliquer par le jeu des failles repérées sur le terrain. Nous remarquerons que la zone basse est située sur un axe N.S. présentant des caractères assez particuliers :
 - Il correspond à la zone où la série de Ségou-MadinaKouta disparaît.
 - Le long de son prolongement vers le Sud se sont mis en place de puissants amas de dolérite ayant probablement emprunté une ou plusieurs cassures profondes.

Les géologues pétroliers (A. ALVAREZ, J.M. AYMÉ, R. GUILLAUME rapport inédit 1959) ont placé de long de cet axe une faille ayant joué à des époques différentes : une première fois après le dépôt des grès inférieurs de la série de Ségou-MadinaKouta, une deuxième fois après celui de la série de Mali. La disposition des grès inférieurs à l'Ouest du méridien $12^{\circ}25'$ et celle de la tillite à l'Est de ce même méridien peuvent être ainsi expliquées.

En réalité il semble que les choses soient beaucoup plus complexes et que la tectonique a joué un rôle plus nuancé; en effet les coupes b et c prouvent que si la disparition de la série de Ségou-MadinaKouta est rapide, elle est tout de même progressive : dans la coupe b par exemple, cette série est encore représentée par une dizaine de mètres de calcaires oolithiques. Cette observation suggère que la tillite a enseveli et en quelque sorte fossilisé un paléorelief.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le bassin dans lequel s'était déposé la série de Ségou-MadinaKouta était centré vers le S.E. ; les observations faites au sud de Walidiala indiquent que cette série a été démantelée sur sa bordure N.O : l'appel d'érosion provenait donc de cette direction. Il est intéressant de noter qu'au paragraphe précédent nous avons constaté que la série de Mali et par conséquent le socle s'enfonce vers l'Ouest. Ces deux faits nous amènent à présumer qu'avant même le dépôt de la tillite, il existait vers l'Ouest une fosse (ou bassin) vers laquelle partaient les produits de l'érosion de la série de Ségou-MadinaKouta.

Cette remarque prendra une certaine importance dans le prochain chapitre.

- La stratigraphie de la base de la série de Mali (jusqu'aux jaspes y compris) peut varier notablement sur de courtes distances :

- Les calcaires semblent absents dans la coupe a.
- Le banc de grès situé au-dessus de la tillite (coupes b c d e) semble diminuer et disparaître entre les villages de Tiokoye et Sanigourou.
- L'épaisseur de la tillite n'est pas constante (1 à 20 mètres).

Ces variations locales s'expliquent très bien si l'on admet que la transgression de la série de Mali s'est effectuée, non sur une surface pénéplanée, mais sur un relief assez marqué qui créait des conditions de sédimentation tout à fait locales.

2°- Coupes à l'Ouest de Sanigourou

Ces coupes, contrairement aux précédentes ne concernent plus la base de la série ; elles donnent par contre des indications sur le complexe pélitique qui en constitue la partie supérieure.

a) Coupe de Nepin Peuhl (fig . 23)

La coupe part du village au pied de la falaise et s'achève au sommet de celle-ci.

De bas en haut :

- 1) pélites jaunâtres à débit oval

- 2) banc de microquartzite contenant des galets peu roulés 1 m
- 3) pélites grises 30 m
- 4) grauwacke lithique grossière 1 m
- 5) Pélites sombres (métamorphisme de contact).
- 6) Dolérite et éboulis doléritique.

Dans les pélites, particulièrement dans celles du niveau 5, on remarque de petits plissements de quelques dizaines de centimètres ou quelques mètres d'amplitude, et de nombreuses diaclases : il semble que la mise en place de la dolérite soit à l'origine de cette microtectonique. Notons enfin que parmi les éboulis masquant en partie le niveau 5, j'ai pu observer un bloc de cipolin dont le banc origine n'a pas été retrouvé.

b) Coupe à 2 km à l'Ouest de Nangagni (fig. 23)

De bas en haut :

- 1) pélites jaunâtres
- 2) grès roses fins 10 m
- 3) Pélites grisâtres transformées par le métamorphisme de contact
- 4) Pélites et éboulis doléritiques.

c) Coupe de la falaise au Sud de Termessé

Dans l'entaille de la route Termessé-Touba il est possible d'observer le passage graduel entre les pélites jaunes de la partie inférieure de la falaise aux pélites grisâtres à cassure esquilleuse de la partie supérieure. Les pélites sombres sont surmontées directement par la couche de dolérite qui couronne la falaise : le changement de couleur et de dureté des pélites doit donc être attribué au métamorphisme de contact développé par la dolérite. Dans les pélites sont interstratifiés de nombreux bancs de grès roses dont l'épaisseur ne dépasse que rarement 0,50 mètre.

d) Affleurements dans la région au sud de Termessé

Dans toute cette région affleurent les pélites jaunâtres, se débitant en plaquettes ovales, déjà décrites dans les coupes précédentes. Ces roches semblent constituer, en volume, la presque totalité de la série ; elles contiennent cependant assez fréquemment des bancs gréseux rosâtres et plus rarement des grauwackes. Il semble que les passées gréseuses soient concentrées dans la partie inférieure du complexe pélitique. Les sills

de dolérite sont nombreux; ils développent un métamorphisme de contact très net. Tout l'ensemble est subhorizontal. Toutefois à l'Ouest de Sougué, dans la région de Niella, des plissements de plus en plus intenses affectent la série : les pendages peuvent atteindre 90°.

Nous reparlerons de ces plissements au paragraphe consacré à l'étude structurale de la série.

C - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous étudierons les différents termes de la série de Mali en suivant leur ordre chronologique :

1°- La tillite (voir photo 5 , planche V).

Cette formation signalée par R. FURON en 1932 dans le Soudan Occidental, a été étudiée par L. BAUD. Cet auteur en donne une description précise dans sa note du 10 Juillet 1933 :

" Ce conglomérat est formé d'une pâte argileuse, légèrement calcaireuse, dans laquelle sont incorporés des cailloux les plus divers plus ou moins roulés, quelquefois encore nettement anguleux avec simplement des arêtes émoussées. La dimension des éléments est des plus variables. Leur nature est très diverses: on y rencontre des granites roses ou rouges, des granites blancs, des pegmatites, des gneiss, des roches vertes et des quartzites gris-violacé. Ces derniers sont de très loin les plus abondants. Parfois le conglomérat est schistoïde avec très peu de cailloux et on peut le confondre avec un schiste argileux "... (L. BAUD conclut : " Lithologiquement il ressemble à un conglomérat fluvioglaciale ".

Cette origine glaciaire a été vérifiée par la découverte de galets striés (C. BENSE 1961) . Au Sénégal Oriental nous avons pu également mettre en évidence cette caractéristique des formations glaciaires (photo 4 , planche V) dans la région de M'Béma, le long de la route Youkounkoun-Kédougou. L'origine glaciaire du conglomérat calcaro-argileux est donc bien établie ; il convient cependant de s'attarder sur le terme de tillite, peu usité en France où les formations glaciaires les plus connues sont surtout les moraines quaternaires. En Norvège, aux U.S.A., en Afrique au sud de l'Equateur, les tillites sont fréquentes et ont fait l'objet de nombreuses études. R. PETITJOHN (1957) donne les principales caractéristiques de ces formations :

-. La roche comprend deux phases, l'une fine, l'autre grossière.

La première est la plupart du temps la plus importante (W.KRUMBEIN estime qu'elle constitue de 50 à 90 % du total de la roche).

-Galets de provenance et de tailles diverses possédant des formes particulières : C. WENTWORTH (1936) a effectué à ce sujet une étude statistique montrant que les galets glaciaires ont tendance à avoir des faciès tabulaires parallèles, et une forme pentagonale. Posés sur leur grande face ils montrent une extrémité plus effilée : C. WENTWORTH parle de forme en " fer à repasser ". Ces galets présentent souvent des creux qui peuvent leur donner une allure réniforme. Les stries sont relativement rares sur les galets non schisteux ; l'auteur cite le chiffre de 1 % pour un échantillon de tillite pris au hasard.

F. PETITJOHN conclut en faisant remarquer que " les formations telles que les lits de boue, les glissements de terrain et certains tufs volcaniques peuvent ressembler à des tillites mais que ces formations, à l'exception de celles qui sont d'origine volcanique, sont limitées dans l'espace, ne contiennent jamais de galets striés et à facettes et qu'elles n'ont aucune relations avec des argiles feuilletées à blocs "

Au point de vue mode de formation, il est admis que la tillite est liée à des phénomènes glaciaires ou périglaciaires : elle peut être de type continental, marin ou lacustre. Ces deux derniers types sont caractérisés par la prédominance de la phase fine sur la phase grossière. La phase grossière serait purement glaciaire : blocs et cailloux abandonnés par la banquise ou les icebergs lors de leur fusion en pleine mer. La phase fine représenterait, pro parte, la sédimentation détritique normale ; la grande quantité de grains cataclastiques qu'elle contient serait tout de même liée à l'érosion glaciaire.

La tillite telle que nous l'avons observée répond donc au type lacustre ou marin. Il est normal en raison de son énorme extension de la considérer comme marine. Il est toutefois difficile de savoir si cette tillite s'est déposée dans la mer entourant un inlandsis ou si, au contraire, elle résulte du recul de cet inlandsis, recul accompagné par une transgression qui remaniait plus ou moins le matériel glaciaire.

Trois lames minces ont été taillées dans la tillite de la série de Mali :

L.M. 23 782 - éch. 195 - Piton à l'Ouest de Tiokoye (L:12°25, l:12°23)

Cette roche est grisâtre, elle contient des galets et des blocs (pouvant atteindre un demi mètre cube) non jointifs parmi lesquels on distingue des granites, des cipolins et gneiss birrimiens, des grès quartzites.

Au microscope la pâte apparaît comme étant grésocalcareuse : nombreux grains de quartz esquilleux, quelques feldspaths assez frais. Ces éléments dont la taille varie entre 200 et 20 μ , sont cimentés par de la calcite, de la séricite, du quartz mal exprimé et des minéraux argileux.

Les lames minces 23 174 (L : 12°22, l : 12°08) et 23 779 (L : 12°17 et l : 12°12) taillées dans les échantillons 156 et 176 sont analogues. On note toutefois que l'échantillon 156 contient des mouches de malachite.

2°- Grès et pélites se trouvant au-dessus de la tillite mais au-dessous des dolomies calcaires.

Ces deux formations bien représentées dans la coupe (b, 1°) sont pourtant assez locales et semblent varier assez rapidement, tant du point de vue faciès que puissance. Au Soudan et dans le Nord du Sénégal oriental, ces grès et pélites sont inconnus : les calcaires reposent directement sur la tillite.

a) Les pélites au-dessus de la tillite

Il peut s'agir soit de pélites schisteuses (coupe a, 1°), soit de pélites à tendance grésocalcareuses (coupe b, 1°).

Taillée dans ces dernières la lame mince 23178 (éch. 340) (L: 12°30, l: 12°44) nous montre une structure assez hétérogène : des grains esquilleux et non jointifs sont noyés dans un ciment pélitique :

- Grains esquilleux de quartz et plus rarement de feldspath.

D	M	m	m	S	M	m	m	A	M	m	m
160 μ	80 μ	20 μ		0,9	0,5	0,1		0,3	0,1	0,1	

- Ciment très fin où l'on distingue des minéraux argileux, de la calcite, des oxydes de fer. De très petites paillettes de séricite et quelques chlorites semblent de néoformation. Il s'agit de pélites grésocalcareuses ; cette roche offre beaucoup d'analogies avec le ciment de la tillite. Sur le terrain les deux formations sont d'ailleurs en parfaite concordance ; dans leur partie inférieure elles contiennent de place en place un bloc ou un galet isolé (coupe b, 1°) : il s'agit d'un bel exemple d'argiles à blocs.

b) Les grès.

La lame mince 23797 (éch. 304 , L: 12°25, l : 12°23) provenant de la coupe (e, 1°), à l'Ouest de l'Eperon du village de Tiokoye, présente une structure détritique hétérogène :

- des grains de quartz légèrement nourris sur leurs bords, souvent polycristallins forment 50 % de la roche.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
2000	N		100	P	0,9	0,7	0,5		0,9	0,7	0,1

-. Ciment formé par d'autres grains plus petits, non arrondis dont la taille varie de 10 à 50 . Ils semblent avoir en partie recristallisé. De la limonite et de l'hématite s'insinuent entre les grains de quartz.

Il s'agit de grès quartzeux à tendance micro-conglomératique.

La lame mince 23575 provenant de l'échantillon 297 prélevée dans le niveau 6 de la coupe f' (L : 12°27, l : 12°25 ; Ouest de Yérongueto) présente un caractère particulier : de nombreux grains de quartz à golfes de corrosion semblent provenir de rhyolithes ou de microgranites.

La surface des affleurements gréseux présente souvent des trous hémisphériques d'un diamètre variant entre 1 et 2 cm. Nous avons pu constater que dans la roche massive, ces trous correspondent à des poches sphériques où les grains de quartz ne sont pas cimentés.

Notons enfin que cet épisode gréseux disparaît en passant latéralement à des pélites. Ce passage s'effectue à l'Ouest de Sanigourou.

3°- Les dolomies calcaires

Ce niveau épais d'une dizaine de mètres est très homogène : c'est une roche gris verdâtre finement cristallisée avec peu de joints de stratification. Près des dolérites la calcite a pu recristalliser en filonnets blancs de quelques centimètres de puissance. Une analyse chimique effectuée sur l'échantillon 1655 provenant de la butte de Pellèle (L : 12°22, l : 12°21) (coupe c, 1°) permet de classer cette roche dans la catégorie des dolomies calcaires (CaO 33 %, MgO 17 %). Nous aurons l'occasion dans un prochain chapitre de comparer diverses analyses de ces dolomies calcaires. Dans la coupe (b, 1°) (Toïle-Walidiala) un petit banc de barytine d'une dizaine de centimètres de puissance se remarque dans la partie supérieure de ces dolomies. Cette barytine massive tranche par son éclat gras sur les dolomies calcaires. Il est difficile de dire si ce minéral est épi ou syn-génétique; le baryum tant par ses propriétés chimiques que par son rayon ionique est très proche du calcium : les deux hypothèses sont possibles.

La présence de barytine dans les dolomies au-dessus de la tillite, est une chose extrêmement courante, signalée par de nombreux observateurs. Vers leur toit les dolomies sont traversées par de petits filonnets de cherts. La lame mince 23587 (éch. 533) taillée dans cette zone n'a pas permis de mettre en évidence les phénomènes de remplacement des carbonates

par la silice suggérés par les observations de terrain.

4°- Les silexites à faciès " jaspé "

Sur le terrain et dans la description des coupes nous avons employé le terme de jaspé pour désigner des roches siliceuses très dures, à grain non visible à l'oeil nu et à cassure conchoïdale. Au microscope (L.M.27151 éch. 161 ; L : 12°22, l : 12°08) prélevé sur le marigot Kannta en amont de la route de Kedougou-Mali), cette roche se montre constituée uniquement par du quartz en association micro ou cryptocristalline, à l'exclusion de tout grain clastique. Seuls quelques joints de la roche sont tapissés par des oxydes de fer et de la séricite.

La structure microscopique de nos " jaspes " ne correspond donc pas à la définition de ces roches telle qu'elle est donnée par J.JUNG (1958) ou L. CAYEUX (1929). Pour ces deux auteurs il faut que les jaspes contiennent des radiolaires bien conservées.

Par contre leur aspect microscopique est bien celui que L. CAYEUX (1929 p.318) attribue aux jaspes :

" Ce sont des roches à cassure large, parfois conchoïdale, dépourvues
" de grain tant elles sont fines, d'aspect terne et douées d'une grande
" opacité. Leur couleur est uniforme ou non, les teintes les plus répandues
" sont le rouge-brun, le rouge-brique, le brun, le jaune, le
" vert, le violet, le bleu-lavande, etc ...".

L'auteur insiste également sur le fait que les jaspes ne contiennent pas de grain clastique.

Peut-on penser que nous sommes en présence de véritables jaspes dont les radiolaires auraient, par suite de la recristallisation, complètement disparues ? C'est peu probable : nos " jaspes ", s'ils sont très anciens, n'ont subi aucune action tectonique importante, la recristallisation qu'ils ont subi est très fine : il semble que les structures des radiolaires auraient été conservées. Le nom de jaspé ne peut donc être appliqué.

Le fait que dans la coupe b, nous ayons pu observer des filonnets de cherts au sommet des dolomies-calcaires, peut suggérer que ces " jaspes " représentent en réalité une partie des roches carbonatées complètement silicifiées. Le nom de chert pourrait alors leur être attribué. Il ne semble pas que ce processus de formation métasomatique puisse être envisagé : les filonnets de cherts sont très localisés et jamais très importants, de plus, dans la masse du banc jaspeux on ne trouve pas, comme c'est souvent le cas dans les cherts, de témoins du remplacement de la calcite par la

silice. Il y a eu certes des phénomènes de remplacement entre silice et carbonates mais il ne semble pas qu'ils aient eu une grande importance.

Il faut donc admettre que la silice s'est déposée directement par précipitation. Le processus de formation a été décrit par de nombreux auteurs (A. CAROZZI 1953, F. PETITJOHN, 1949). De telles roches sont appelées cherts par les anglosaxons, ce terme étant volontairement très extensif. Dans un "Essai de nomenclature des roches sédimentaires", un groupe de géologues français (1961) a proposé le terme de silexite pour désigner les roches siliceuses à grain très fin, chimiques, biochimiques ou pyroclastiques, massives ou litées. Nous appellerons donc nos " jaspes " silexites, en précisant qu'ils possèdent un " faciès jaspes ".

5°- Les pélites

Ces roches représentent le terme le plus important de la série de Mali elles dépassent 500 mètres d'épaisseur. Lorsqu'elles sont loin de tout sillon de dolérite, elles ont une couleur jaunâtre ou beige; elles sont tendres et fissiles, elles happent très légèrement à la langue. Ces roches se débitent en plaquettes de 0,5 à 3 cm d'épaisseur ; altérées ces plaquettes prennent une forme ovale très caractéristique.

Au microscope (L.M. 2375¹ éch.99 provenant du village de Nangagni) cette roche montre une structure hétérogène :

-. grains esquilleux non jointifs : quartz dominant, feldspaths, micas.

D	$\frac{M}{200\mu}$	$\frac{m}{100\mu}$	$\frac{m}{20\mu}$	S	$\frac{M}{0,7}$	$\frac{m}{0,3}$	$\frac{m}{0,1}$	A	$\frac{M}{0,9}$	$\frac{m}{0,7}$	$\frac{m}{0,1}$
---	--------------------	--------------------	-------------------	---	-----------------	-----------------	-----------------	---	-----------------	-----------------	-----------------

-. Ciment très fin où l'on distingue des minéraux argileux, du quartz, de la chlorite et de la séricite. Ces deux derniers minéraux semblent provenir de néoformation, ce qui indique la proximité du seuil de métamorphisme. Il s'agit d'une pélite gréseuse . Les nombreuses lames minces taillées dans les pélites montrent des structures analogues ; seules varient les proportions des grains détritiques .

Une analyse aux rayons X effectuée sur l'échantillon 99 indique la présence de séricite et d'illite à l'exclusion d'autres minéraux argileux.

Interstratifiés dans cet ensemble pélitique, on rencontre assez fréquemment des passées gréseuses plus rarement des grauwackes, exceptionnellement des conglomérats.

-. De petites passées conglomératiques ont été repérées au milieu des

pélites aux environs des villages de Sanigourou, Gounbanbéré et de Nepin Peuhl (coupe h; 1°). Leur puissance est de l'ordre du mètre, lorsqu'elles se trouvent près d'une dolérite elles peuvent être affectées par le métamorphisme de contact : les galets calciques qu'elles contiennent peuvent être en particulier auréolés par de l'épidote (L.M. 23764 éch.117, L:12° 31, l : 12°24). En général les galets de ces conglomérats sont assez bien classés, polygéniques; la pâte qui les cimente est toujours assez abondante. Etant stratigraphiquement assez proches de la tillite de base, on pourrait être tenté de les considérer comme des recurrences de ce niveau ; leur aspect général, le fait qu'ils soient relativement bien classés, rendent cette interprétation hasardeuse. Nous les considérerons comme des conglomérats intraformationnels.

-. Des grauweekes s'observent également, surtout dans la partie Ouest : L.M. 23508, éch.91 Piste Koubia-Lanpouken (L:12°40, l:12°13).

-. Grains esquilleux d'origines variées : quartz (souvent d'origine rhyolitique) plagioclases altérés, épidote, micaschistes à muscovite, psammites et pélites, roches volcaniques (basaltes et andésites). Les grains d'origine lithique sont dominants :

D	M	m	γ	m		S	M	m	γ	m		A	M	m	γ	m
	200	750	40				0,9	0,3	0,1				0,7	0,3	0,1	

-. Pâte très fine où l'on distingue du quartz de la chlorite et de la séricite, des minéraux argileux , de la limonite.

Il s'agit d'une grauwacke lithique à grain moyen.

Bien qu'ici le terme de grauwacke corresponde à la définition donnée par J. JUNG (1958) nous aurons l'occasion de l'utiliser par la suite dans un sens plus étendu que ne l'a fait cet auteur : les anglosaxons (voir F. PETITJOHN 1957, p.291) appellent grauwacke, toute roche détritique dont la phase clastique est cimentée par une matière détritique (et non chimique) formant au moins 15 % du volume total de la roche .

Si parmi les clastiques les fragments de roche sont plus nombreux que les grains de feldspaths, il s'agit d'une grauwacke lithique; dans le cas contraire, c'est une grauwacke feldspathique. Nous utiliserons cette définition car elle permet de grouper les roches formées dans des conditions spéciales : la plupart des auteurs interprètent les grauweekes comme sédiments de géosynclinaux en évolution.

Le fait que les fragments de roches volcaniques contenus dans la grau-
wacke dont nous avons donné la description ne soient pas métamorphiques,
prouve qu'une phase volcanique a eu lieu entre la fin du birrimien et le
dépôt de cette grauwacke ; l'état de fraîcheur, le caractère peu roulé des
grains semblent prouver que cet épisode volcanique n'était guère éloigné
ni dans le temps, ni dans l'espace des dépôts pélitiques.

-. Les grès interstratifiés dans les pélites semblent assez particu-
liers :

La lame mince 23064 taillée dans l'échantillon 101 provenant de la fa-
laise au Sud de Nangagni (L : 12°39, l : 12°21) montre une structure
détritique à grains non jointifs.

Ces grains comportent 70 % de quartz, 25 % de feldspaths, 5 % de ro-
ches de diverses origines .

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	400	100	20		0,9	0,5	0,3		0,7	0,3	0,1

Ils sont cimentés en grande partie par un ciment calcaro-pélitique.

Il s'agit d'un grès arkosique à ciment calcaropélitique .

La L.M. 22771 , éch. 100 provenant également de la falaise au-dessus
de Nangagni montre une structure analogue, mais contient des galets mous
de pélites.

Ces grès témoignent d'une sédimentation dans une zone orogéniquement
active : ils sont proches des grauwackes.

Passées conglomératiques, grauwackes, grès arkosiques, prouvent que
la sédimentation de la partie supérieure de la série de Mali n'était
pas aussi calme que pourrait le faire supposer cette grande accumulation
de sédiments fins : des éruptions volcaniques, des mouvements tectoniques,
des courants de turbidité provoquaient de brutales arrivées de matériel
grossier.

D - ETUDE STRUCTURALE

La plus grande partie de la série de Mali n'a subi aucun plissement
important; l'étude des coupes a permis cependant de montrer que la série
plonge légèrement vers l'Ouest. Cet enfoncement très faible, n'est obser-
vable qu'à grande échelle, en comparant par exemple les différentes alti-
tudes d'un banc particulier. Les pendages sont la plus part du temps

subhorizontaux donc difficiles à mesurer; très localement ils atteignent des valeurs comprises entre 5 et 10° avec des directions diverses ; il s'agit là de phénomènes très locaux liés soit à la mise en place de dolérites, soit à des tassements différentiels.

Cette absence de plissement n'est pas la règle absolue : sur son bord occidental, la série de Mali a été énergiquement plissée : la coupe Sougué, Niéla, Larapessa (quart S.O. de la feuille au 1/200.000 Kédougou) est caractéristique à cet égard. Cette coupe est située entièrement dans les pélites ; à Sougué ces roches sont horizontales, en allant vers l'Ouest des plissements apparaissent et prennent rapidement de l'amplitude : à l'Ouest du village de Niéla les pendages sont de l'ordre de 30 ° et dirigés vers le S.E., ils passent à 60° avec une direction N.O. à Toulé, quelques kilomètres plus à l'Ouest ils sont subverticaux.

Plus elles sont tectonisées, plus les pélites prennent un aspect étiré et schisteux, des filons de quartz les injectent lit par lit. A partir de Larapessa elles se transforment en schistes sériciteux à surface luisante: nous passons ainsi en continuité de la série de Mali à la série des Bassaris.

Signalons enfin la présence de cassures rectilignes orientées préférentiellement NE 50°, et plus rarement N.O 310; Ces fractures semblent avoir servi de voie de passage aux venues de dolérites : l'examen de la carte permet en effet d'observer le long de ces cassures de nombreux sills ou amas de ces roches. La morphologie a sans doute été également " contrôlée" par cette tectonique cassante : le réseau hydrographique, les falaises semblent souvent orientées suivant les directions définies plus haut.

L'âge de cette tectonique est difficilement évaluable : les fractures sont au moins aussi anciennes que les dolérites qui les ont parcourues, elles datent donc probablement du secondaire. Des études géomorphologiques ont montré qu'elles avaient joué certainement jusqu'à une date récente, postérieurement à la formation des premières surfaces latéritiques (Crétacé supérieur).

E - DEFINITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DE MALI : CONCLUSIONS

La série de Mali, dans les zones où elle est la plus complète comprend de bas en haut :

- Un Conglomérat d'origine glaciaire , la tillite 1,5 à 30 mètres
- Des pélites pouvant présenter le faciès "argiles à blocs" 10 à 50 mètres

- Des grès quartzeux grossier 10 à 50 mètres
- Des dolomies-calcaires 5 à 10 mètres
- Des silexites à faciès jaspe 5 à 15 mètres
- Un ensemble pélitique pouvant contenir des grès arkosiques, des grauwackes et exceptionnellement des passées conglomératiques 500 à 600 mètres.

Esquissons rapidement l'histoire sédimentologique de la série :

Une transgression venant de l'Ouest et associée à la fin d'une glaciation permet le dépôt de la tillite ; les pélites qui suivent représentent la fin de cet épisode glaciaire. Dans les parties basses se déposent alors des grès grossiers provenant probablement d'une reprise de l'érosion non glaciaire.

Le dépôt des dolomies calcaires puis des silexites s'effectue probablement dans des eaux très calmes en voie de réchauffement.

Dans une certaine mesure ce dépôt est lié à la fin de la glaciation. Les conditions de sédimentation s'approfondissent, les pélites se déposent dans une mer assez profonde et bordée par des terres émergées suffisamment étendues et élevées pour fournir le matériel de cette puissante formation. Dans cette série épaisse et monotone des épisodes plus grossiers témoignent soit de courants de turbidité, soit de reprises violentes, mais limitées de l'activité orogénique.

IV - SERIE DE LA FALEME

A) INTRODUCTION

Cette série est formée de terrains non métamorphiques, pouvant être soit plissés, soit subhorizontaux. Géographiquement, elle constitue une bande d'une trentaine de kilomètres de large, orientée NNE-SSO qui, partant du massif de Mali se poursuit vers le Nord jusqu'en Mauritanie. Elle est bordée à l'Est par les terrains birrimiens; à l'Ouest par la série métamorphique des Bassaris. Au point de vue géologique, la série comprend (schématiquement) deux bandes de pélites séparées par des grès feldspathiques. L'étage du Falémien a été défini à partir de cette série.

Signalons que L. RENAUD (1955) et J. BOIS (1961) ont étudié ce " falémien " dans la région de Bakel-Kidira.

B) ETUDE DES COUPES

1°) Affleurements situés immédiatement au nord du massif de Mali.

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'à l'Ouest du village de Sanigourou, des pélites analogues à celles du massif de Mali affleuraient dans la plaine.

On retrouve ces roches accompagnées par les grès roses que nous avons décrits dans la coupe de Nangagni, bien au Nord de la falaise terminale du massif de Mali : je les ai observés à Lagordé, à Kadioré, dans les marigots à l'est d'Outiounbel, à Nepin-Diaka. Ces pélites ont le même aspect que celles de la série de Mali (jaunâtres se débitant en plaquettes ovales); souvent horizontales, elles peuvent être affectées par des plissements locaux (pendages de 5 à 10°, dirigés soit vers l'est, soit vers l'ouest).

Bref, bien que faisant partie de la série de la Falémé, ces roches peuvent être considérées comme l'équivalent de celles qui forment la partie supérieure de la série de Mali: elles leur sont analogues, tant du point de vue pétrographique que tectonique.

La carte géologique Dakar est au 1/1.000.000 avait classé les formations de la falaise dans l'Ordovicien et celles de la plaine dans le Falémien. La notice de cette carte ne donne pas d'argument appuyant cette discrimination ; on peut donc penser qu'elle a été simplement fondée sur la morphologie. Cet argument ne tient pas : la falaise est due essentiellement à la présence des sills de dolérite qui ont provoqué une érosion différentielle.

Bien qu'aucune preuve formelle (fossile, coupe absolument continue) ne soit apportée, la solution consistant à admettre que la série de Mali et la série de la Falémé possèdent un niveau commun, semble la plus logique.

2°) Coupes dans le massif de N'Debou-Ibel

A une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Kédougou se dresse une série de hauteurs tabulaires dominant de 150 à 200 m la plaine de la Gambie. Ces plateaux sont couronnés par des sills de dolérite dont la puissance atteint une centaine de mètres et qui forment souvent des falaises abruptes. Ces dolérites ont protégé leur sousbassement de l'érosion et, alors que dans la plaine subsistent seulement les terrains birrimiens, on peut observer entre les sills et le socle, des formations subhorizontales appartenant à la série de la Falémé. Nous allons décrire deux coupes dont l'une a déjà été vue par SAGATZKY J. (1948).

a) Coupes de Landienné.

La première de ces coupes s'observe sur le sentier reliant Landienné à Badamba et sur le flanc Est du vallon que ce sentier emprunte. De bas en haut :

- 1) Socle birrimien (schistes, arkoses, cipolins métamorphiques très redressés).
 - 2) Conglomérat argileux polygénique mal classé 1 - 2 m
- Ce niveau et les suivants sont horizontaux.
- 3) Pérites jaunes verdâtres 50 à 60 m
 - 4) Arkose grisâtre (aspect granitique très accusé)
 - 5) Arkose sombre, à galets de quartz blanc, l'ensemble de ces deux niveaux arkosiques atteint 100 m

- 6) Dolérite et éboulis doléritiques ; il s'agit du sill principal car les pélites du niveau 3 sont injectées par de nombreux sills minces (1 - 3 m) qui les transforment partiellement en cornéennes.

Cette coupe est complétée par celle observée sur le flanc nord du ravin E-O qui suit le sentier reliant Landienné à Landé. De bas en haut :

- 1) Socle birrimien : diorite et metabasalte
- 2) Conglomérat argilo-calcaireux polygénique mal classé (blocs de 1m³ voisinant avec des galets de la taille d'un pois) : il s'agit de la tillite..... 10 - 20 m
- 3) Pélites transformées vers leur partie supérieure en cornéennes visibles sur 40 m
- 4) Dolérite et éboulis doléritiques.

L'intérêt de cette coupe (moins complète que la première) est de montrer de façon certaine que les formations horizontales du massif de N'Debou-Ibel débutent par une tillite.

La concordance entre les pélites du niveau 3 et cette tillite est parfaite, la partie inférieure de ces pélites constitue d'ailleurs une " argile à blocs " : elle contient en effet, fréquemment, des blocs ou des galets isolés au milieu de la pâte pélitique. La liaison entre les deux coupes est facile : on peut suivre sur le terrain le banc de pélites.

Si l'on ajoute que quelques centaines de mètres au sud de Badamba on trouve des jaspes blancs au-dessus du niveau à arkoses noires, la coupe de Landienné comprendrait, de bas en haut :

- Tillite
- Pélites
- Arkose blanche
- Arkose noire
- Jaspes blancs.

Enfin, avant d'en terminer avec cette zone, signalons que l'on peut y observer les traces d'une tectonique cassante :

- A quelques centaines de mètres à l'Ouest de Landienné un système de failles limite un petit bassin effondré dans lequel les pélites du niveau 3 sont emmenées au niveau du socle birrimien. Des pendages pouvant atteindre 40° ont été mesurés sur les bordures de ce bassin.

- Entre Ibel et Landienné, des failles ont emmené les arkoses blanches au niveau de la plaine.

Toutes ces cassures sont visibles sur photos aériennes.

b) Coupe de Namel

Déjà décrite par J. SAGATZKY en 1948, cette coupe située à 2 km au N du village, comprend de bas en haut :

1)	Socle birrimien : roche verte écrasée	
2)	Dolomie blanchâtre	2 - 3 m
3)	Brèche à éléments de jaspes noirs et de quartz	2 m
4)	Jaspes blancs	2 m
5)	Eboulis	5 m
6)	Schistes ou pélites verdâtres, visibles sur ..	3 m
7)	Grès quartziques blancs	10 m

Une autre coupe effectuée dans la falaise à la sortie sud de Namel permet de constater que les grès du niveau 7 sont surmontés par des pélites transformées en cornéennes sous l'influence du sill de dolérite couronnant la falaise.

Notons que dans tout le massif de N'Debou on trouve les traces de formations analogues à celles que nous venons de décrire ; malheureusement, les éboulis doléritiques masquent très souvent les relations exactes entre les différents termes. Comme l'a déjà fait remarquer J. SAGATZKY (1948) le niveau de jaspes blancs, en raison de sa dureté, semble constituer un bon niveau repère, il a été retrouvé souvent : colline au N-E de Sangola, région d'Attack, Babel, etc ...

En prenant les jaspes blancs comme niveau de corrélation, les coupes a et b fournissent la coupe synthétique suivante , de bas en haut :

- Socle birrimien
- Tillite épisodique
- Pélites
- Arkoses blanches)
- Arkoses noires) épisodiques
- Dolomie épisodiques
- Jaspes blancs
- Pélites pouvant contenir des passées gréseuses.

3°) Coupe de la Gambie (fig.24)

La coupe part de Soukouta, à l'Est, et s'échève à la limite de la série des Bassaris à l'Ouest. On observe successivement :

- 1 Granite de Magnankanti (intrusif birrimien)
- 2 Complexe volcanique rhyodacitique (avec quelques passées plus basiques : andésites et basaltes, comportant vers le sud-ouest une forte proportion de roches pyroclastiques, tufs, conglomérats. Parmi ces tufs, à 1 km au sud de Soukouta, on remarque une roche grisâtre renfermant des galets, arrondis mais non jointifs, de granite et de gabbro birrimien. Cette roche offre de grandes analogies avec la tillite. La position stratigraphique exacte de ce conglomérat, par rapport au complexe volcanique, n'a pas été clairement établi ; il semble qu'il y ait interstratification, avec la partie supérieure des tufs.
- 3 A Déléki, sur un petit marigot de la rive gauche de la Gambie, on peut observer un banc de dolomie d'une puissance de 3 m reposant en concordance sur une andésite altérée. Cette dolomie est parcourue par des filonnets de cherts.
- 4 Des silexites à faciès de jaspes, gris bleu, surmontent en concordance le niveau 3. Ces roches, visibles sur 500 mètres environ ont des pendages variant entre 5 et 10°, dirigés vers le S.O et quelquefois vers le N-O.
Les joints de stratification se multiplient vers l'aval de sorte que, dans leur partie supérieure, les silexites prennent un faciès de phtanite.
- 5 Pélites jaunâtres se débitant en plaquettes ovales renfermant de nombreux bancs, soit de roches grisâtres, très compactes qui, pétrographiquement, paraissent être l'intermédiaire entre une cinérite durcie et une silexite, soit de grauweekes fines, mais pouvant localement prendre un aspect micro-conglomératique. La puissance de ces bancs varie entre 0,50 et 1 m. Cet ensemble est visible sur 5 à 6 km; il est affecté par des plissements de plus en plus intenses en allant vers l'ouest ; en amont, les pendages dirigés vers l'E-SE, puis vers l'O-NO, sont de l'ordre de 10°, on note quelques plissements ne dépassant pas une centaine de mètres d'amplitude. Au contraire, vers l'aval, les pendages, toujours dirigés vers l'O-NO, sont de l'ordre de 30 à 40°. A partir du point coté 120, on note l'apparition de bancs gréseux qui deviennent rapidement prédominants.
- 6 Grès rouges feldspathiques. Ils affleurent très mal à cause de leur manque de résistance à l'érosion. Ces grès sont très mal classés; les faciès fins et grossiers alternent rapidement. Leurs pendages sont dirigés vers l'O.NO et varient entre 30 et 45 °. Ces grès représentent les "grès du Boundou" de mes prédécesseurs.
- 7 A 4 km en amont de Worouli, apparaissent des masses compactes d'une roche gris verdâtre qui est analogue à celles que nous avons signalées en bancs interstratifiés dans les pélites du niveau 5. Il s'agit de cinérites durcies pouvant évoluer par

par augmentation du ciment siliceux vers une silexite. Ces roches sont interstratifiées avec des jaspes rouges.

Le contact grès rouges du niveau 6, cinérites durcies, n'est pas visible sur la Gambie. Par contre, à 4 km au sud de Worouli, on peut constater que les deux formations sont séparées par une faille de faible importance.

- 8 La Gambie traverse ensuite, sur une quinzaine de kilomètres, une zone où affleurent, sporadiquement, des cinérites grisâtres et des jaspes rouges. Les pendages de cet ensemble sont difficiles à mesurer en raison du caractère homogène et massif de ces roches. Quelques mesures effectuées sur des passées minces de jaspes rouges semblent indiquer que toutes ces formations sont subverticales.
- 9 A la hauteur du point côté 106, on peut observer dans la Gambie des roches verdâtres liées aux jaspes rouges : l'étude microscopique a montré qu'il s'agissait de diabases très riches en fer. Ces roches ont subi un étirement très net mais, contrairement à ce que l'on pourrait penser, elles ne sont pas métamorphiques.
- 10 Ce complexe cinérites grises, jaspes rouges, roches basiques se poursuit vers l'aval mais l'étirement devient de plus en plus intense, transformant les roches dans leur structure même : on passe ainsi progressivement à la série des Bassaris. La zone de passage se situe à la hauteur de l'embouchure du marigot Diahrira.

Cette coupe de la Gambie donne suffisamment de renseignements pour interpréter les termes les plus orientaux de la série de la Falémé qui comprendrait de bas en haut :

- Un complexe volcanique à tendance acide.
- Une tillite qui serait interstratifiée dans la partie supérieure de ce complexe.
- Des dolomies.
- Des silexites à faciès jaspes ou phtanites.
- Des pélites interstratifiées avec des cinérites et des grauweekes.
- Des grès rouges feldspathiques.

Par contre, en raison de la faille qui existe entre les grès rouges et les cinérites du gué de Worouli, cette coupe n'est pas suffisante pour définir les relations existant entre le complexe occidental (cinérites - jaspes rouges - roches basiques) et la partie orientale (grès rouges, pélites, dolomies, tillite).

3° - Coupe de la route Youkounkoun-Kedougou

Cette coupe sensiblement Est-Ouest va nous permettre de compléter celle de la Gambie. Notons auparavant deux observations faites aux alentours de la piste qui relie le gué de Worouli à la route de Youkoun-

-koun-Kédougou :

- A 8 km au sud du gué de Worouli, la piste traverse un petit marigot où affleurent des pélites jaunâtres analogues à celles du niveau 5 de la coupe de la Gambie. Parmi ces pélites orientées N-E, avec un pendage de 50° vers le N-O, on remarque un banc ayant le faciès argile à blocs. Ces pélites affleurent sur quelques centaines de mètres : elles sont entourées par des grès rouges à passées quartziteuses grisâtres.
- A 2 km au S-O du lieu-dit Sandarabaki, les grès rouges renferment, sur leur bordure ouest, de nombreux bancs pélitiques; en se dirigeant vers l'ouest, on retrouve le complexe cinérites jaspes rouges affleurant sporadiquement.

Nous allons décrire maintenant la coupe de la route Youkounkoun-Kédougou proprement dite ; la coupe est décrite d'Est en Ouest à partir du village de Tiankoye. A l'Est de ce village, les affleurements sont extrêmement rares : des pierres volantes de grès rouges indiquent grossièrement l'extension de cette formation (voir carte Kédougou au 1/200.000^e).

- 1 A Tiankoye, un puits récemment creusé a permis d'observer des pélites rougeâtres (renseignement de l'hydrogéologue MARTIN).
- 2 La route traverse ensuite une zone latéritisée sans affleurements.
- 3 2 km à l'Ouest du lieu-dit M'Béma on observe une alternance rapide entre des formations d'origine sédimentaire et volcanique, subverticales; d'Ouest en Est :

Grès verdâtres visibles sur une trentaine de m.	
Diabase spilitique	1 m
Conglomérat argileux	3 m
Pélites gréseuses	5 m
Diabase spilitique	5 m
Pélites	1 m
Grès	1 m
Conglomérat	2 m
Blocs de calcite	
Grauwacke	40 m
Conglomérat fin	5 m
Conglomérat argileux grossier	20 m
Grauwacke	2 m
Grès à passées conglomératiques	180 m
Grès feldspathiques jaunâtres	2 m
Lacune	10 m
Silexites	40 m
Argile à blocs	40 m
Lacune	300 m
Conglomérat argileux à galets non jointifs	10 m
Cipolins	3 m

A une centaine de mètres au sud de la route on peut remarquer une coupe analogue mais où figurent en plus, des jaspes rouges et des cinérites grises (1).

- 4 Après une lacune de quelques centaines de mètres, la route traverse une succession de roches volcaniques (spilites et diabases) associées à des cinérites grises pouvant évoluer vers les silexites, des jaspes rouges, des tufs, des pélites jaunâtres, et des grauweekes.

Les roches volcaniques ont un gisement très particulier : elles forment des noyaux allongés bordés par des cinérites grises, des jaspes rouges et des tufs. Seul le centre du noyau est formé d'une roche volcanique homogène; les bordures sont fragmentées en blocs plus ou moins arrondis, cimentés par un ciment jaspeux verdâtre. Bien qu'aucun pillow-lava caractéristique n'ait été repéré, on peut estimer, en raison de leur contexte, que ces roches volcaniques se sont mises en place sous l'eau ou dans des sédiments marins non consolidés. Les coulées ne sont jamais très importantes : leur puissance varie de 10 à 300 m.

Ce complexe volcano-sédimentaire se poursuit jusqu'à la limite orientale des collines Bassaris. En allant vers l'Ouest, il semble que la tectonisation augmente.

La coupe de la route Youkounkoun-Kedougou bien qu'assez complexe, permet néanmoins de faire avancer l'interprétation de la série de la Falémé.

Contrairement à ce que pouvait nous laisser croire la partie occidentale de la coupe de la Gambie, il semble que les pélites soient largement représentées à l'Ouest de la bande des grès rouges. Ces pélites associées aux cinérites grises, sont analogues à celles observées à l'Est des grès rouges : il semble qu'elles fassent partie du même niveau stratigraphique.

Les passées conglomératiques observées autour de M'Béma ont une origine glaciaire : association avec des argiles à blocs, galets striés à facettes tabulaires, mal classés, polygéniques.

Il s'agit donc d'une tillite. Peut-on l'assimiler à celle qui se trouve à la base de la série de la Falémé sur sa bordure ouest? Bien que la tillite de M'Béma soit moins bien individualisée et beaucoup plus épaisse, nous pensons que oui ; en effet, nous avons pu constater que des roches carbonatées sont associées aux niveaux glaciaires de M'Béma ; l'analyse chimique montre qu'il s'agit de dolomies calcaires ayant une composition identique aux dolomies surmontant la tillite dans la série

(1) 2 km au sud de M'Béma, sur un petit marigot Est-Ouest, nous avons pu observer une coupe où sur 300 à 400 m affleurent des passées de tillite alternant avec des grès ou grauweekes rougeâtres et des cinérites grises.

de Mali et dans la partie orientale de la série de la Falémé (voir tableau V dans le paragraphe pétrographie).

Les diabases spilitiques et les jaspes rouges qui sont associés à la tillite, à M'Béma, font partie du complexe volcano-sédimentaire observé plus à l'Ouest (niveau 4 de la coupe de la route Youkounkoun-Kédougou)

Bien qu'à M'Béma la tectonique soit déjà très intense, il ne fait pas de doute que l'alternance des roches basiques avec la tillite ou les grauweekes est due à la sédimentation (ou à l'injection de ces roches) et non à un facteur tectonique. Il semble donc que dans cette zone la tillite se soit déposée dans un complexe volcano-sédimentaire.

Ces trois points nous permettent de conclure :

- Puisqu'à l'Ouest de la bande des grès rouges nous trouvons les mêmes formations qu'à l'Est, la série de la Falémé a une structure synclinale. Les pendages que nous avons vus orientés vers le N-O indiquent non pas une structure monoclinale mais isoclinale.

- Contrairement à ce qui se passe sur sa bordure est, où, sauf à Soukouta elle débute par la tillite, la série de la Falémé sur sa bordure ouest aurait débuté par la mise en place d'un complexe volcano-sédimentaire; les activités volcaniques se poursuivirent bien après le dépôt de la tillite. La sédimentation aurait donc débuté plus tôt à l'Ouest qu'à l'Est : la transgression venait donc de l'Ouest.

5 - Affleurements à la hauteur de la route Tambacounda-Kédougou.

Cette route traverse entièrement la série de la Falémé ; malheureusement les cuirasses latéritiques gênent considérablement les observations : pratiquement toute la partie est de la série est cachée. La partie ouest est mieux visible. C'est ainsi que, allant de l'Est vers l'Ouest, on rencontre successivement :

- A Niemiénéki (sud de la feuille Dalafi au 1/200.000^e) des grès rosâtres ou rougeâtres feldspathiques ayant un pendage de 40 à 50° vers le N-O. Ces grès peuvent contenir des passées graveleuses.

- A proximité de l'endroit où le marigot Timbinko coupe la route

(point coté 102), ces mêmes grès sont observés, mais plus redressés et portant les traces d'étirements.

Si nous suivons la vallée de ce marigot vers l'aval, nous observons une coupe assez discontinue, mais néanmoins intéressante :

- Sur 3-4 km, une alternance entre des grès rosâtres ou rougeâtres et des cinérites grises (pouvant évoluer vers des silexites). En allant vers l'aval, les grès deviennent de moins en moins abondants ; par contre, des jaspes rouges et surtout des pélites apparaissent.
- Jusqu'à environ 5 km en amont de son confluent avec le Niokolo-Koba, le Timbinko traverse ce complexe cinérites grises, jaspes rouges, et pélites (ces dernières roches étant dominantes).

Les jaspes rouges forment des lentilles dont la puissance varie entre 1 et 20 mètres. Les cinérites ne dépassent pas 2-3 mètres d'épaisseur. Cet ensemble est orienté N-E avec des pendages verticaux ou subverticaux.

- Dans les cinq derniers kilomètres du cours du Timbinko, la tectonisation devient très intense : elle transforme les roches dans leur structure ; on passe ainsi peu à peu à la série des Bassaris.

Cette coupe est intéressante dans la mesure où elle montre le passage continu entre les grès feldspathiques rougeâtres constituant le coeur de la série de la Falémé et le complexe occidental pélites, jaspes rouges, cinérites. L'accident observé au sud du gué de Worouli semble donc très local.

6 - Coupe Oumbaré-Tourekounda-Sonfara (fig. 25).

En allant de l'Ouest vers l'Est on observe successivement :

- A Oumbaré, des grès quartzites rouges ou rosâtres présentant un aspect nettement étiré.
- Latérite sur une dizaine de kilomètres ; à la surface de cette formation subsistent des pierres volantes de grès rouges.
- Un peu avant Tourékounda, et sur quatre kilomètres environ de part et d'autre du village, des grès rougeâtres feldspathiques forment de petits chaînons parallèles orientés N-NE. Les pendages sont difficiles à voir sur la bordure est de la bande gréseuse, quelques-uns ont pu être mesurés ; ils varient entre 40 et 60° et sont dirigés soit vers l'O-NO, soit vers l'E-SE.

Sur photos aériennes, on peut constater que les petits chaînons vus sur le terrain correspondent, en réalité, à de petites structures anticlinales ou synclinales, dont les fermetures sont parfois visibles. La bande gréseuse qui constitue

le "coeur" du synclinal de la série de la Falémé se présente donc comme un synclitorium.

- A l'Est des derniers chaînons gréseux s'étend jusqu'à Sonfara, une vaste plaine couverte d'alluvions fines argilo-sableuses, en voie de latéritisation. Les marigots qui entaillent ces alluvions permettent de constater qu'elles recouvrent des pélites jaunes ou gris-verdâtre, interstratifiées avec de nombreux bancs (dont la taille varie entre 0,20 m et 10 m), de silexites, cinérites et grauweekes. Les pendages de ces formations semblent diminuer en allant vers l'Est, passant (de façon irrégulière) de 60° à l'Ouest à 10° vers l'Est.

- A un kilomètre de Sonfara affleure le granite birrimien; le contact de la série de la Falémé avec le socle s'observe en deux endroits sur le marigot Gandamaka (qui coule quelques centaines de mètres à l'Est du village) ou sur ses petits affluents :

A un kilomètre au N-O du village, les pélites ont un pendage faible de 10-15°, orienté soit vers l'O-NO soit vers l'E-SE. En se rapprochant du granite, nous passons à des silexites à faciès jaspes, gris-bleu visibles sur une trentaine de mètres; après 20 mètres sans affleurements nous trouvons le granite.

- Trois kilomètres au Sud de Sonfara, la piste reliant ce village à Bransan traverse le Gandamaka où affleurent les pélites jaunâtres.

Si à partir de ce point nous suivons le marigot vers le Nord, nous observons que ces pélites (de direction N-O, pendage de 10-20° vers le S-O) surmontent des grès grossiers argileux reposant eux-mêmes sur des dolomies calcaires, dont la partie supérieure est parcourue par des filonnets cherteux. Sous ces calcaires apparaît un conglomérat mal classé, polygénique, à ciment calcareux que l'on peut assimiler à la tillite. Le contact de cette formation avec le birrimien peut être vu sur la piste^{de} Bransan, 2 km au S-E du point où elle coupe le Gandamaka. A cet endroit il faut noter que jaspes et calcaires manquent : la tillite (qui par endroits peut prendre un faciès bréchique) est surmontée directement par un grès arkosique verdâtre, très grossier, renfermant quelquefois un bloc ou un galet isolé.

On retrouve encore des lambeaux de tillite quelques centaines de mètres plus à l'Est, le long de la piste Sonfara-Bransan.

La coupe que nous venons de décrire est incomplète puisqu'elle ne comporte pas la partie de la série située à l'Ouest des grès rouges. Elle permet, par contre, de constater que, à la hauteur du parallèle 13°30, on retrouve une stratigraphie comparable à celle observée sur la partie orientale de la coupe de la Gambie. D'Est en Ouest nous trouvons en effet :

- Birrimien
 - Tillite
 - Dolomies calcaires
 - Silexites à faciès jaspes
 - Grès grossier argileux
 - Pélites avec passées de cinérites, silexites et grauwackes
 - Grès rouges.
-) } épisodiques

7°- Coupe du marigotKodal (feuille Bakel) (figure 26)

Cette coupe, située à 75 km au nord de la précédente, est placée dans une zone où la bande médiane des grès rouges a perdu son individualité ; elle est " fragmentée " en petites masses de formes allongées, isolées au milieu d'un ensemble à dominante pélitique. Chacune de ces masses représente une structure synclinale plus ou moins complexe.

La coupe de Kodal a été étudiée entre Sinthiou-Fissa et Boubia par J. DELPY et moi-même (1960), J. BOIS (1961) l'a poursuivie vers l'Ouest jusqu'à Fissa, vers l'Est jusqu'à la Falémé; la description qui suit est une synthèse de ces travaux. Partant de Fissa et suivant le marigot vers l'aval on observe successivement :

- Entre Fissa et le viaduc de Sinthiou-Fissa, des formations épimétamorphiques, quartzites et schistes sériciteux. Mis à part une structure anticlinale très redressée, la série est d'aspect isoclinal.
- Entre le viaduc et le point où la route Tambadounda-Kidira traverse le Kodal, on remarque que si les schistes sériciteux ont encore l'aspect métamorphique, les bancs grossiers qu'ils contiennent n'ont plus le faciès quartzite métamorphique, mais celui de grès étirés.
- En aval de la route, les bancs gréseux disparaissent. Le marigot traverse une série de schistes sériciteux, puis de pélites jaunâtres ou verdâtres mêlées à des grauwackes fines en bancs bien individualisés. Ces roches sont très redressées avec des pendages de 50 à 70°, orientés le plus souvent vers le N-O, plus rarement vers le S-E : il existe en effet de petites structures, soit anticlinales, soit synclinales, dont l'amplitude peut être inférieure à une centaine de mètres. Les charnières de ces plis sont parfois visibles : on constate que la schistosité cristallophyllienne y recoupe la stratification. En poursuivant vers l'aval, les pélites perdent peu à peu leurs faciès schisteux.

- A 1 kilomètre en amont du confluent du marigot Alfa, une petite structure anticlinale est marquée par un banc de dolomies calcaires ; au coeur de la structure apparaît une roche tuffacée. En aval de ces calcaires on retrouve pélites et grauweekes, les pendages sont dominants S-E, pouvant varier très rapidement de 50 à 10°.
- Au Sud de Bellé, on observe un petit synclinal de grès rouges et blancs.
- A partir de Boubia se dessine un synclinal formé de grès blancs ou roses. Les pendages sont subverticaux à l' Ouest, de 35° sur le flanc est.
- Jusqu'à la Falémé, le marigot traverse ensuite un ensemble, où pélites et grauweekes jaunâtres dominent. Les pendages sont orientés N-NO, ils varient de 45 à 70°. Deux kilomètres en amont du confluent avec la Falémé, on remarque, interstratifiés dans les pélites, trois bancs calcaro-dolomitiques dont la puissance varie de 1 à 3 mètres. Signalons qu'à cet endroit les pélites prennent un faciès de schistes argileux rosâtre qui offre beaucoup d'analogie avec le ciment de la tillite de Kidira.

Nous pouvons tirer de cette coupe les conclusions suivantes :

- Les quartzites et les schistes sériciteux de Fissa appartiennent à la série épimétamorphique de Bakel (prolongement vers le Nord de la série des Bassaris et de la basse Koulountou). La coupe démontre le passage continu entre ces formations et celles non métamorphiques de la série de la Falémé observées en aval de la route (J.P BASSOT et J. DELPY, 1961).

- La schistosité développée par le métamorphisme recoupe la stratification : la série était donc plissée, ou en voie de plissement, lorsque le métamorphisme a eu lieu.

La série de la Falémé n'a pas une structure monoclinale mais isoclinale; au paragraphe précédent nous avons pu constater que la bande médiane des grès rouges était un assemblage de petits anticlinaux et synclinaux, nous voyons que les pélites sont affectées par le même style tectonique.

- Les grès rouges (qui localement peuvent prendre une couleur blanche ou rose) se trouvent en structure synclinale.

8 - Affleurements de la zone Gatiari-Boundou Dioé.

La coupe décrite au paragraphe précédent ne nous avait pas permis d'observer la base de la série. Pour ce faire, il faut passer

sur la rive droite de la Falémé : la carte géologique Dakar-est au 1/1000.000^e indique que cette zone possède de vastes surfaces occupées par un conglomérat argilo-calcareux fluvio-glaciaire, qu'elle attribue au Cambrien. Le conglomérat serait discordant à la fois sur le Birrimien et sur la série de la Falémé. Nous avons pu nous assurer (en particulier dans les coupes des marigots Kahé-Sako et Sanon Kolé) que ce conglomérat est plissé en concordance avec les pélites le surmontant à l'Ouest. Les plissements sont de faible amplitude et ont tendance à s'atténuer en s'approchant du socle. Le conglomérat fluvio-glaciaire n'est donc pas autre chose que la tillite de base de la série de la Falémé.

Le contact tillite/socle ne se fait pas suivant une limite franche : un examen de la carte géologique Bakel au 1/200.000^e permet de constater qu'il existe deux zones principales d'affleurements de la tillite, séparées par un léger bombement du socle. Sur le terrain on constate que cette zone centrale birrimienne supporte de nombreux plaquages très minces de tillite. Ces petits amas constituent, en quelque sorte, de minuscules buttes témoins de cette formation. La topographie étant très peu accusée, nous devons admettre, pour expliquer l'abondance de ces plaquages, que la surface sur laquelle est venue se déposer la tillite était sensiblement équivalente à la surface topographique actuelle⁽¹⁾.

Enfin, pour terminer l'étude de cette zone, nous mentionnerons l'existence de grès situés stratigraphiquement sous la tillite, d'une part à 2 km à l'est de Gatiari, d'autre part à 4 km au nord de Boundou-Dioé . Ces grès constituent l'extrémité N-O de la falaise de la Tambaoura; ils sont équivalents de ceux de la série de Ségou-MadinaKouta. Bien qu'ils supportent fréquemment des amas de tillite, ou de galets en provenant,

(1) Cette hypothèse est appuyée par le fait suivant : une vingtaine de kilomètres plus au sud, à l'est de Madina-Foulbé (feuille Dalaf au 1/200.000) j'ai découvert des " filons " de grès conglomératiques dans un granite birrimien. La seule explication de ce phénomène paraît être le remplissage de diaclases ouvertes dans le granite au moment de la transgression de ces grès. Ceci implique que la surface, au moment de la transgression, était proche de la surface actuelle.

ces grès peuvent dominer topographiquement la tillite lorsqu'elle recouvre directement le birrimien. Cette anomalie ne pouvant s'expliquer par des failles, il faut admettre qu'au moment du dépôt de la tillite, il existait un paléorelief accusé.

9 - Affleurements au nord de Kidira.

Dans la région située au nord de la route de Tambacounda-Kidira, qui a été étudiée par L. RENAUD (1958) et J. BOIS (1961), nous n'avons pas fait de levés réguliers. Cependant, au cours d'itinéraires effectués avec le géologue J. DELPY, en 1960, nous avons pu effectuer des observations complétant celles recueillies plus au sud.

- Sur la route de Bakel à Kidira, à 12 km au nord de cette localité, il est possible d'observer au pied des collines gréseuses de Houro-Imadou, une série de petites buttes peu accusées formées par une alternance de jaspes rouges, de tufs, agglomérats et grauweekes. Cette association volcanique, de type sous-marin, est analogue à celle décrite dans le paragraphe 3.

Ces faciès volcaniques sont dominés, non seulement topographiquement, mais encore stratigraphiquement, par les grès de l'Houro-Imadou; sur photos aériennes ces grès semblent en effet former une structure synclinale.

- La route de Kidira-Bakel, une dizaine de kilomètres au sud-est du village de Sané, traverse un marigot, le Hora-Kolé. Si, partant de la route, on suit le marigot vers l'aval, on observe sur 4 km environ :

- Pélites et grauweekes jaunâtres, fines dont les pendages varient de 60 à 80° et sont orientés vers l'Ouest.
- Même formation mais pendage vers l'Est.
- Synclinal de grès blancs ou roses.
- Sur le flanc est du synclinal, on observe des jaspes rouges associés à une andésite de type spilitique. Un petit affluent de la rive droite de l'Hora-Kolé permet d'observer les grès surmontant les jaspes rouges.

Les observations faites dans la série de la Falémé au Nord de Kidira permettent de conclure :

- Que les faciès volcano-sédimentaires observés dans la partie ouest de la série de la Falémé sont également présents dans sa partie est.

- Que ces faciès peuvent monter très haut dans le complexe pélitique de base puisque, dans la coupe de l'Houra-Kolé ils arrivent jusqu'à la base des grès, terme supérieur de cette série.

Le contact exact entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires n'ayant pu être observé dans cette zone, on peut se demander si, comme dans le Sud, il y a interstratification entre pélites et roches volcaniques ou si, au contraire, ces dernières ne formaient pas un appareil important sur lequel les grès rouges seraient venus directement transgresser, sans qu'il y ait eu dépôt des pélites.

C - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1°) Le complexe volcanique acide des environs de Soukouta (coupe de la Gambie).

Les roches appartenant à ce complexe (voir carte au 1/200.000^e Kédougou) entourent la partie sud-ouest de la granodiorite de Magnankanti (intrusif birrimien); elles sont surmontées en concordance apparente par les termes sédimentaires de la série de la Falémé. On peut distinguer parmi elles :

- Des rhyodacites (L.M. 22773 éch. 338, 2 km en aval de Soukouta).

Structure porphyrique.

- Grands phénocristaux de quartz (avec golfes de corrosion en doigts de gants) et d'oligoclase.
- Mésostase composée de très fins grains de quartz, de plagioclases et d'un peu de chlorite et d'épidote. On note des phénomènes de dévitrification : amas de quartz très fins présentant l'extinction en croix noire; cette observation prouve que la roche possédait à l'origine une pâte amorphe qui a recristallisé après sa mise en place.
- Des tufs (L.M. 23575 éch. 335, 3 km en aval de Soukouta :

Au microscope, cette roche se montre constituée par des grains esquilleux de quartz rhyolitique, de plagioclases et de roches effusives diverses (dacites, basaltes) cimentés par une pâte très fine où l'on distingue : quartz, chlorite, calcite et épidote.

- Des agglomérats contenant des fragments anguleux ou plus

ou moins arrondis de rhyolites ou de roches plus basiques.

D'une façon générale, les roches effusives sont localisées près du granite, tandis que les roches pyroblastiques ont une position périphérique. Cette disposition, qui souffre des exceptions puisque par exemple, la dolomie du niveau 3 de la coupe de la Gambie repose sur une andésite altérée, vient renforcer l'idée suggérée par la disposition des pendages suivant laquelle les termes sédimentaires de la série de la Falémé se seraient déposés en concordance sur un complexe éruptif comportant des roches effusives entourées par des termes pyroclastiques.

Il convient de noter qu'un problème reste à résoudre : celui des rapports entre le granite de Magnankanti et le complexe effusif : sur le terrain nous avons pu constater que la granodiorite était intrusive dans une roche gris-sombre à grain fin que nous avons rattaché au complexe effusif. Une lame mince (23523, éch. 331 bis ; L : 12°28, l : 12°44) vérifiait cette intrusion du granite; par contre elle prouvait que la roche à grain fin n'était pas une roche effusive, mais une microdiorite à hornblende verte. Les rapports exacts de cette microdiorite avec le complexe effusif n'étant pas connus, deux solutions peuvent être envisagées :

- La microdiorite fait partie du complexe effusif ; la granodiorite ayant un âge birrimien (âge mesuré par la méthode Rb/Sr au Labo de Clermont-Fd) tout le complexe acide serait aussi birrimien. La concordance entre les termes sédimentaires et la série de la Falémé ne saurait être qu'apparente.

- La microdiorite ne fait pas partie du complexe effusif ; celui-ci peut être considéré comme la base de la série de la Falémé. Nous verrons dans un prochain chapitre que la série de Youkounkoun, qui est contemporaine à celle de la Falémé, débute par un épisode volcanique acide : la deuxième solution semble donc la plus probable.

2°) Les roches basiques et leur contexte volcano-sédimentaire.

Lors de la description des coupes, en particulier de celle de la route Youkounkoun-Kédougou, nous avons pu établir de façon certaine que des roches basiques à tendance spilitique s'étaient mises en place

dans la mer où commençait à se déposer la série de la Falémé.

Les roches effusives sont de plusieurs types:

- L M 22752 éch.380 provenant d'une petite colline située 1 km 500 à l'E de l'endroit où la route Youkounkoun-Kédougou traverse le marigo Diahrra (L : 12°45, l : 12°36). Il s'agit d'une roche constituant le coeur d'une coulée de 200 à 300 mètres de puissance.

Structure intersertale fine.

- Plagioclases en baguettes ou lattes (0,6 x 0,1 mm) aspect sale dû à des inclusions de chlorite le long des clivages; albite dont la valeur de l'angle $2V = + 80^\circ$ indiquerait d'après les courbes de Kaaden, qu'elle a été formée à basse température.
- Pyroxènes en petits cristaux assez trapus ($2V = 54^\circ$) augite.
- Quartz très rare en petits amas.
- Chlorite présente dans toute la roche, se concentre dans les cassures ou en petits amas.
- Minéraux opaques : leucoxène et oxydes de fer
- Calcite disséminée dans toute la roche.
- Masse arrondie (ancienne vacuole ?) bordée par de la chlorite en fibres rayonnantes, remplie par de la préhnite et de la pumpellyite.

Il s'agit d'une diabase de type spilitique ; l'analyse chimique donne une composition de basalte basanitoïde à tendance sodique.

L.M. 23591 éch 588 provenant d'un sill interstratifié avec la tillite des environs de M^e Béma (route Youkounkoun-Kédougou) (L.12°43, l : 12°36) structure intersertale (Photos 1 planche VI).

- Albite de basse température ($2V = + 80^\circ$) très fraîche en lattes de 0,2 x 1 mm, constitue de 60 à 70 % de la roche.
- Chlorite assez pléochroïque peu réfringente à allongement positif, remplit les interstices entre les lattes d'albite. On la rencontre aussi en alignements soulignant les clivages de ce feldspath.
- Calcite en petits amas épais au milieu de la chlorite ou de l'albite. Il semble que ce minéral ait cristallisé le dernier.
- Leucoxène.

Il s'agit d'une diabase spilitique ou d'un albitophyre avec une mise en place filonienne.

La plupart des roches volcaniques évoluent entre ces deux types; on peut toutefois rencontrer des faciès légèrement différents.

L.M. 23 809 éch 372, Diabase provenant de la Gambie (Est de l'embouchure du Diahrra, Sud du point coté 106).

Structure porphyroïde (voir photo 2, planche VI)

- Grandes lattes d'oligo andésine (2 mm x 0,3 mm).
- Albite en petites aiguilles allongées bifides (0,07 x 0,01 mm)
- Augite très fraîche ($2V = 52^\circ$).
- Ciment semi-opaque, amorphe, d'aspect ferrugineux formant la plus grande partie de la roche. Des cassures le parcourent; elles sont remplies par de la chlorite, de la calcite, de l'épidote et par un minéral verdâtre plus ou moins fibreux, à extinction droite, relief et biréfringence moyens, qui semble être de la pumpellyite.

Diabase ferrugineuse à augite

- L.M. 24496, éch. 1022 provenant des environs de Naungaré Peuhl (route Youkounkoun-Kédougou).

Roche microlithique à structure fluidale; des microlites bifides d'albite baignant dans un ciment chloriteux-ferrugineux. De nombreux filonnets de calcite recoupent et fragmentent la roche. La chlorite peut former des amas importants.

Basalte spilitique

La composition chimique de ces roches fera l'objet d'un paragraphe spécial, signalons pourtant dès à présent qu'elles sont caractérisées par une forte tendance sodique.

A côté de ces faciès purement effusifs, le complexe volcanique contient des termes pyroclastiques.

- L.M. 23711 éch 20 provenant d'un point situé 500 m à l'est de l'endroit où la route Youkounkoun-Kédougou traverse le marigot Diahrra.

Structure clastique.

Grains esquilleux et hétérométriques de quartz, plagioclases et roches microlithiques, cimentés par des fragments très petits de quartz et par des oxydes de fer.

Tufs

Dans la lame mince 22776, éch. 346, taillée dans une grauwacke provenant des environs de M'Béma (route Youkounkoun-Kédougou, L : $12^\circ 45'$, l : $12^\circ 37'$) nous avons pu repérer un fragment de roche volcanique qui, d'après M. VUAGNAT (1946) est typique des pillow-lavas; il s'agit d'une association en structure arborescente (voir photo 3, planche VI) d'albite et de chlorite.

à grain très fin, se rencontrent très souvent en association avec les laves rouges et des diabases.

Au lieu de l'échantillon 145, prélevé à 1 km à l'Ouest de M'Béma, L : 12°44, l : 12°37) une de ces roches montre une structure pyroclastique en voie de recristallisation :

- Fragments esquilleux de quartz et plagioclases (dimensions variables mais inférieures à 30).
- Pâte très fine où l'on distingue quartz, séricite, chlorite, oxydes de fer, leucoxène. Chlorite et séricite semblent de néoformation, il semble que le quartz ait recristallisé.

Cette roche est une cinérite dont les éléments les plus fins ont recristallisé. Une partie de la pâte a pu d'ailleurs être formée directement à partir de gels de silice, particulièrement abondants autour des centres d'émission de roches volcaniques sous-marines. Il faut donc s'attendre à rencontrer tous les intermédiaires entre une cinérite, roche composée d'éléments pyroclastiques très fins, et une silexite, roche dérivant de la précipitation de gel de silice.

Une analyse chimique a été effectuée par B. MARTINET au Laboratoire du B.R.G.M. de Dakar sur l'échantillon 592 (L.M. 23592, L : 12°43, l : 12°36) provenant également de M'Béma :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-
80,30	9,90	1,30	0,90	0,03	0,15	0,65	4,30	0,55	0,22	0,05	1,05	0,25

Ca, Na et Katurent exactement Al; il n'y aurait donc pas de minéraux argileux . Plus de 50 % de la silice est libre. On remarque également le pourcentage relativement fort de Na par rapport à K. Cette composition chimique serait caractéristique des produits pyroclastiques accompagnant le volcanisme sous-marin (TURNER F. et VERHOGEN J., 1960).

La L.M. 24205, taillée dans l'échantillon 1043 provenant d'un point situé 12 km au nord de Kidira, montre une structure semblable à celle que nous venons de décrire (les clastiques étant un peu moins abondants).

On remarque que cette cinérite est traversée par des filonnets remplis d'une association diablastique d'albite et de quartz (voir photo 4, planche VI). De la calcite semble s'être insinuée en dernier lieu.

Ces filonnets très minces (50 à 300 μ) sont communs dans l'environnement de nos roches volcaniques sous-marines, nous les avons rencontrés fréquemment, soit dans les cinérites, soit dans les tufs. Cette observation prouve l'existence d'une métasomatose silico-albitique dont l'existence a souvent été mentionnée, soit dans les spilites, soit dans leur environnement immédiat (TURNER F. and VERHOGEN J., 1960, p.261).

En plus des roches pyroclastiques que nous venons de décrire, nous avons rencontré très fréquemment des jaspes rouges au voisinage des roches effusives. Ces jaspes ont une allure extrêmement caractéristique, leur grande dureté les rend aisément repérables et sur le terrain s'est souvent grâce à eux qu'il est possible de déceler les centres d'émissions volcaniques. Dans les zones tectonisées, ces roches à cause de leur grande compétence sont parcourues par de très nombreuses fractures dont une partie a été cicatrisée par des solutions siliceuses.

La L.M. 29760, taillée dans l'échantillon 111, en provenance de M'Béma (L λ 12°44, l : 12°37) nous montre :

Structure hétérogène

- Zone de quartz clair, souvent cristallisé en sphérolites présentant l'extinction en croix noire (calcédoine).
- Pâte très fine, quartzreuse, avec traînées plus ou moins diffuses d'oxydes de fer, pouvant quelquefois donner à la roche une structure pseudo-bréchique.
- Zones formées de boules de quartz ou de calcédoine, pouvant être jointives.

Il s'agit de jaspes.

Ce genre de roches est typiquement associé aux éruptions volcaniques sous-marines. Leur teneur en fer, importante, est caractéristique. SCHNEIDERHÖHN (in RAGUIN 1949) explique leur formation de la façon suivante :

La mise en place et la solidification des roches sous-marines basiques, de type spilite, était suivie de dégagements importants de fumerolles composées surtout de Fe Cl 3 et de Si Cl4; par réaction sur l'eau de mer, on avait Fe2 O3 et Si O2. Du fait de la rapidité des réactions, se formaient des dispersions très fines, ou même colloïdales, qui cristallisaient aussitôt. Les radiolaires jouaient un rôle important dans la précipitation de la silice dispersée dans l'eau de mer.

Comme nous l'avons dit lors de la description des coupes, les roches effusives et pyroclastiques sont interstratifiées avec des roches sédimentaires : pélites, grauwackes, tillite, calcaires.

Dans la région au nord de Kaidira, il semble même que les venues volcaniques aient continué à se manifester pendant toute la durée de la sédimentation des pélites et se soient seulement arrêtées juste avant le début des grès rouges.

3°) La Tillite

La tillite observée tout au long de la bordure orientale de la série de la Falémé est absolument semblable à celle de la série de Mali, nous ne reviendrons donc pas sur sa description.

Celle observée à l'ouest de M'Béma s'en différencie par le fait qu'elle ne constitue pas un niveau bien individualisé, mais semble former une succession de bancs séparés par des pélites, des grauwackes ou des formations d'origine volcanique. Ces bancs étant sub-verticaux ou fortement pentés, cela impliquerait que les terrains portant les traces d'une sédimentation glaciaire sont fort épais (de l'ordre de 3-400 mètres). Cette grande épaisseur, ce manque d'individualité, peut paraître gênant pour faire la corrélation entre ce niveau glaciaire et celui de l'Est. En réalité il faut tenir compte des conditions de sédimentation sur la bordure Est et au centre de la série :

- A l'Est, le dépôt de la tillite est lié à une transgression: il est possible, sinon probable, que c'est à la fin de la glaciation qui, en libérant d'énormes quantités d'eau, provoque cette transgression. A ce moment, des zones jusque là continentales et couvertes par une calotte glaciaire, sont envahies par la mer. La glace en fondant abandonne, soit sur place, soit en le transportant par l'intermédiaire des icebergs, son chargement lithologique, c'est-à-dire la tillite.

- A l'Ouest, au contraire, existait avant la glaciation une mer profonde où avaient lieu des éruptions volcaniques et dépôt d'une série sédimentaire comprenant pélites et grauwackes. L'alimentation

en matériel glaciaire a dû commencer dès le début de la glaciation, il n'y a donc rien d'étonnant à ce qu'à cet endroit les terrains portant la trace d'une sédimentation glaciaire, soient relativement épais, témoignant ainsi d'une durée de dépôt plus longue.

4°) Pélites et grès au-dessus de la tillite

Ces formations sont bien représentées dans le massif de N'Debou-Ibel où elles atteignent 150 m de puissance.

Vers le Nord, au contraire, elles sont fortement réduites et même souvent absentes. A Sonfara, par exemple, la tillite observée sur deux affleurements séparés d'un kilomètre est surmontée soit directement par les dolomies calcaires, soit par des grès arkosiques verdâtres, une lame mince (22770 - éch. 251, L: 12°10, l: 13°38) taillée dans ces grès permet d'observer :

- Gros grains esquilleux hétérométriques dont la taille varie entre 1 et 0,5 mm, comprenant du quartz (60%), des plagioclases altérés, du microcline.
 - Ciment peu important formé par de très petits grains de quartz associés avec de la calcite et de la chlorite (pouvant être de néoformation).
- Il s'agit d'un grès arkosique à ciment calcaro-chloriteux.

5°) Les dolomies calcaires.

Au point de vue macroscopique, les roches carbonatées de la série de la Falémé sont analogues à celles qui leur correspondent dans la série de Mali. Il s'agit de roches compactes, blanchâtres, grises ou gris-verdâtre, à surface chagrinée ou mamelonée. Notons que dans une de ces roches à M'Béma, on peut observer une texture concentrique rappelant une section de stromatolites. Le degré élevé de recristallisation de la roche réduit l'importance de cette observation.

Les meilleurs affleurements permettant d'observer ces dolomies calcaires se trouvent, d'une part, sur la Gambie en aval de Soukouta, d'autre part à 3 km au S.E de Sonfara.

La L.M. 22769, éch. 247 provient de ce dernier endroit (L : 12°10, l : 13°38).

Au microscope on observe que la roche paraît assez homogène: pour sa majeure partie elle est constituée par un assemblage

de petits rhomboèdres réguliers (taille moyenne 35 μ) de dolomite. Quelques filonnets soulignés par une rangée régulière de rhomboèdres un peu plus gros renferment de grands cristaux enchevêtrés de calcite et quelques plages xénomorphes de quartz.

La partie supérieure de ces dolomies calcaires est, la plupart du temps, parcourue par des filonnets de cherts.

La L.M. 23838, éch. 648, provenant également de Sonfara, permet d'observer ce phénomène de silicification :

La silice se présente sous deux formes :

- De la calcédoine ayant en partie recristallisé en quartz, forme des couches concentriques ou des amas en petites plages imbriquées.
- De la lutécite en très beaux sphérolites (voir photo 5, planche VI). Il semble que ce minéral se soit formé un peu plus tardivement que la calcédoine, peut être même aux dépens de cette dernière.

Les carbonates peuvent former soit de grandes masses homogènes avec des cristaux idiomorphes, soit des traînées de petites plages (4 - 5 μ) alignées dans la silice. Il s'agit de dolomite avec quelques plages de calcite.

Le contact silice-carbonate peut présenter deux aspects différents :

- La lutécite ne semble pas avoir eu d'action sur les carbonates. On remarque cependant que de nombreux héli-sphérolites de ce minéral sont centrés sur des cristaux de carbonates.
- La calcédoine semble "dissoudre" la dolomie : la destruction du carbonate s'opère suivant sa structure cristalline; au contact de la silice, ce minéral prend l'aspect d'un sucre trempé dans l'eau; il devient poreux et "s'imbibe" de silice. Cette frange de dissolution possède une épaisseur variant entre 30 et 80 μ (voir photo 6, planche VI).

Une question se pose à l'esprit : que devient le carbonate après son remplacement ? Mis à part des traînées assez diffuses, mais néanmoins bien individualisées, la calcédoine ne semble pas contenir de carbonates.

Le tableau V ci-dessous donne la composition chimique des dolomies calcaires des séries de la Falémé et de Mali.

				CO ₃ Ca	CO ₃ Mg	Insolubles
247	Calcaires de M'Béma	L.12°16	1.13°38	55,5	36,3	9,05
1655	" de Pellèle	L.12°22	1.12°22	59,00	36,30	4,70
1616	" de Sénoudébou	L.12°14	1.14°23	55	36,10	8,9
1622	" de l'Hora Kolé	L.12°13	1.14°36	56,0	35,5	8,5
1672	" M'Béma	L.12°44	1.12°36	57	37,60	5,4

Analyses effectuées par le laboratoire de chimie du B.R.G.M.
à Dakar.

Les résultats de ces analyses ont été reportés sur le diagramme triangulaire de B. MARTINET et J. SOUGY (1957); elles sont remarquablement groupées (voir figure 27). Toutes ces roches font partie du groupe dolomie-calcaire.

Le caractère dolomitique de ces roches est-il syn ou épigénétique ? A. BERNARD (1958) a fait le tour des plus récents travaux consacrés aux dolomies. Cet auteur donne un certain nombre de règles permettant de distinguer les dolomies primaires ou secondaires.

- La sédimentation directe (syngénétique) a lieu lorsque la concentration en Mg est très élevée, en particulier dans les eaux lacustres et marécageuses ou dans les lagunes. Les roches ainsi formées ont un grain très fin (inférieur à 10 μ), une stratification interne nette, un aspect compact.

- Les dolomies secondaires ont été subdivisées en deux groupes : diagénétique et épigénétique.

-. Les dolomies diagénétiques sont formées durant la consolidation du sédiment carbonaté. Elles sont caractérisées par l'absence de stratification interne, leurs grains irréguliers souvent pigmentés par de fines inclusions noirâtres. La dolomitisation est souvent incomplète et laisse subsister des structures reliques. Ces dolomies se forment soit en milieu intercodital, soit en milieu marin, néritique ou récifal.

-. Les dolomies épigénétiques sont formées à partir d'une roche déjà consolidées; ce sont des roches vacuolaires sans stratification externe. Elles montrent des structures métasomatiques poécilithiques et n'ont aucune continuité spatiale.

Si nous pouvons immédiatement exclure l'hypothèse d'une formation épigénétique pour nos dolomies calcaires, il est assez

difficile par contre de savoir si elles sont syn ou diagénétiques.

Le fait que nos roches dolomitiques aient des grains nettement supérieurs à 10μ , qu'elles n'aient pas de stratification interne bien nette, paraît incompatible avec une origine syngénétique. Reste donc l'hypothèse diagénétique ; il faut bien avouer que par leur pétrographie nos dolomies ne sont guère caractéristiques d'un tel mode de formation : leur grain est plutôt régulier, de plus les analyses ont montré le caractère très constant de la dolomitisation.

L'étude pétrographique ne peut donc, à elle seule, suffire à déterminer l'origine de la dolomitisation ; il faut pour cela examiner les conditions de sédimentation : les dolomies syngénétiques sédimentent, en principe, dans des milieux soit marécageux, soit lagunaires. Il ne semble pas que cela puisse être le cas ici : les dolomies calcaires sont sédimentaires dans une mer qui avait tendance à s'approfondir et où les faciès lagunaires sont inconnus. Il semble donc que la dolomitisation soit diagénétique.

Il nous faut donc imaginer que, au départ, un banc de calcaire s'est formé par précipitation du $\text{CO}_3 \text{Ca}$ contenu dans l'eau de mer : cette opération semble s'être effectuée sans intervention biochimique puisque nos dolomies calcaires sont azoïques.

Il est fort probable que ce phénomène soit plus ou moins lié à la fin de la glaciation ayant déposé la tillite. Il est bien connu que les eaux en voie de réchauffement voient leur teneur en CO_2 dissous diminuer, condition favorable à une précipitation de $\text{CO}_3 \text{Ca}$.

Ce calcaire primitif pouvait d'ailleurs contenir, dès son dépôt, une certaine quantité de $\text{CO}_3 \text{Mg}$. A RIVIERE (in BENSE 1962) a montré que le $\text{CO}_3 \text{Ca}$ en suspension pouvait fixer superficiellement du $\text{CO}_3 \text{Mg}$ dans la proportion de 1 molécule de $\text{CO}_3 \text{Mg}$ pour 2 à 4 de $\text{CO}_3 \text{Ca}$. La même auteur (in CAROZZI A. 1953, p.127) prouve par une autre expérience que la réserve alcaline de l'eau de mer (total des sels dissous) laissée en contact prolongé avec du $\text{CO}_3 \text{Ca}$ précipité, diminue lentement en provoquant l'acidification du milieu. A RIVIERE explique que le $\text{CO}_3 \text{Mg}$ se fixe sur le $\text{CO}_3 \text{Ca}$, ce qui diminue sa concentration dans l'eau de mer et provoque un abaissement du pH.

Il n'y a pas d'ailleurs seulement fixation, mais échange, puisqu'une partie du $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ est dissoute. Pour que cette fixation du $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ persiste, il ne faut pas que le pH s'abaisse trop. Il faut donc que des réactions organiques, ou des courants, maintiennent un pH constant dans le lieu où s'effectue cette réaction. On s'aperçoit d'ailleurs que, pour arriver aux compositions de nos dolomies calcaires, il suffit d'un enrichissement en $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ relativement faible.

Prenons par exemple l'échantillon 1655 qui contient 53 % de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ et 36,30 % de $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ (ce qui signifie que 83 % des carbonates sont sous forme de dolomite). Il y a donc 590 millimolécules de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ pour 432 de $\text{CO}_3 \text{ Mg}$; à l'origine se sont déposées 1022 millimolécules de carbonates. D'après la première expérience de A. RIVIERE, lors de la précipitation de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$, du $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ pouvait être également précipité dans la proportion de 1 $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ pour 2 à 4 $\text{CO}_3 \text{ Ca}$: Prenons le chiffre moyen de 1 $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ pour 3 $\text{CO}_3 \text{ Ca}$; dès l'origine le précipité pouvait contenir 766,5 millimolécules de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ pour 255,5 de $\text{CO}_3 \text{ Mg}$. Il suffira donc que par la suite 176,5 millimolécules de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ soient remplacées par un nombre équivalent de $\text{CO}_3 \text{ Mg}$ pour arriver à la teneur actuelle : cela représente environ 17 % de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ déposé à l'origine.

6°) Les silexites à faciès jaspes

Les roches surmontent en concordance les dolomies calcaires; elles ont le même aspect et les mêmes caractéristiques pétrographiques que les roches analogues de la série de Mali. Il semble cependant qu'en aval de Soukouta (coupe de la Gambie) les plans de litage soient plus fréquents (0,5 à 1 cm) ce qui leur donne un faciès de phtanite.

Comme dans la série de Mali, ces silexites contiennent ni organismes, ni clastiques : elles semblent donc déposées par précipitation chimique.

La présence de filonnets de ~~che~~rts au sommet des dolomies calcaire peut suggérer que ces silexites correspondent au remplacement partiel de roches carbonatées par de la silice. Cette hypothèse paraît peu probable : mis à part la zone située immédiatement au-dessus des dolomies calcaires, les silexites ne contiennent aucun carbonate.

D'autre part, bien que la métasomatose puisse atteindre des résultats souvent inattendus, il est difficile d'imaginer que des bancs

de silexites homogènes (qui à Soukouta doivent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) puissent dériver du remplacement d'anciens calcaires. Cela impliquerait une puissance trop forte de ces derniers.

Nous sommes donc amenés à penser que la silice s'est déposée par précipitation purement chimique. C. CORRENS (1950) a montré (voir fig. 28) que les conditions de précipitation de la silice et du $\text{CO}_3 \text{Ca}$ sont opposées. La silice précipite pour des valeurs basses de pH. On peut imaginer qu'à la fin de la dolomitisation qui, nous l'avons vu abaisse le pH de l'eau de mer, les conditions de précipitations de la silice se soient trouvées réalisées ; le cycle : dépôt de calcite, dolomitisation, dépôt de silice, serait donc contrôlé entièrement par des facteurs chimiques.

Le problème de l'origine de la silice ainsi précipitée a été beaucoup discuté F. PETITJOHN (1949) fait état de deux groupes d'opinions.

- Les uns estiment que les processus ordinaires de la sédimentation suffisent pour expliquer la quantité de silice déposée.

- Les autres prétendent qu'il faut des conditions spéciales, en particulier l'existence de volcanisme sous-marin qui libère de fortes quantités de silice.

Sans vouloir entrer dans cette discussion qui dépasse le cadre de notre étude, nous remarquerons néanmoins qu'au moment du dépôt des silexites à faciès jaspes, des éruptions sous-marines avaient, ou venaient d'avoir lieu. Nous verrons d'ailleurs que d'autres silexites mais impures et pouvant contenir des éléments pyroclastiques sont associées plus ou moins directement à ce volcanisme sous-marin.

7°) Le complexe pélitique.

La description des coupes nous a montré qu'au-dessus des dolomies et des silexites à faciès jaspes, on observait un ensemble sédimentaire où les pélites étaient l'élément dominant (voir photo 1, planche VII).

Nous avons donc une succession stratigraphique analogue à celle de la série de Mali. Cependant, à la différence de ce que nous avons

pu observer dans cette série, les pélites, si elles sont toujours dominantes le sont de façon beaucoup moins nette; elles sont interstratifiées avec des cinérites, des silexites et surtout des grauwackes qui, localement, peuvent devenir dominantes. Malgré cette hétérogénéité, l'ensemble pélites - grauwackes - cinérites - silexites, possède sur le terrain une grande unité : c'est pour cette raison que nous les étudierons en groupe.

a) Les pélites

Leur aspect macro et microscopique est analogue à celui des pélites de la série de Mali : de couleur jaune ou verdâtre, elles se débitent en plaquettes ovales de 0,5 à 2cm d'épaisseur. Au microscope on distingue deux phases : une pâte très fine englobe des grains clastiques dont la taille ne dépasse pas 20 μ . Dans certains échantillons provenant de la base de la formation, ou proche de zones tectonisées, il semble que^{de} la chlorite et de la séricite de néoformation soient présentes, de façon toujours discrète.

Dans la L.M. 22777, taillée dans l'éch. 351 provenant des environs de M'Béma (L : 12°43 , l : 12°36), il semble même que de l'albite soit recristallisée.

b) Les silexites

Ce sont des roches grisâtres ou gris-verdâtre, à cassure conchoïdale, très dures, avec une stratification interne peu développée. Bien qu'elles aient un grain très fin, elles se différencient pourtant très nettement des silexites à faciès jaspes dont elles n'ont pas l'éclat opalescent et les surfaces lisses. La puissance de leurs bancs varie de quelques centimètres à quelques mètres.

Au microscope L.M. 26905, éch. 1611 prélevé sur la Falémé, 3 km en amont de Sénoudébou (feuille Bakel, L : 12°15, l : 14°20) on peut observer deux phases :

- Un ciment micro ou crypto cristallin, mal visible mais où l'on distingue surtout quartz et séricite.
- De petits quartz et plagioclases en grains esquilleux quelquefois recristallisés sur leur bordure.

Il s'agit d'une silexite comportant une certaine proportion de clastique.

c) Les cinérites

Ces roches prennent une grande extension à l'Ouest de la bande médiane des grès rouges, mais on les rencontre également à l'Est.

Macroscopiquement, elles ressemblent beaucoup aux silexites que nous venons de décrire, mais elles ont un aspect plus rugueux. La puissance de leurs bancs peut dépasser plusieurs dizaines de mètres. Au microscope elles apparaissent formées de petits grains esquilleux de quartz et de plagioclases soudés par un ciment où l'on distingue du quartz, de la séricite, de la chlorite et des oxydes de fer. De nombreuses lames minces ont été taillées dans les cinérites et les silexites; tous les intermédiaires existent entre ces deux types de roches. Cette continuité s'explique par la genèse de ces formations; les cinérites sont le résultat du dépôt des fines particules projetées par les éruptions volcaniques dans la mer. Il est bien évident que lorsque les particules sont extrêmement fines, elles recristallisent donnant ainsi des silexites. Il est probable également que l'arrivée dans l'eau de ces fines particules élève la proportion de silice dissoute. Cette silice peut, pour une raison ou une autre, être précipitée; nous avons encore formation de silexites. De toute façon il semble que ces cinérites soient restées à l'état meuble pendant une assez longue période après leur dépôt : à Sénoudébou, nous avons pu observer dans un banc des structures de "slumping" (voir photo 2, planche VII).

Une cinérite provenant de Worouli a été analysée par B. MARTINET au laboratoire de chimie du B.R.G.M. à Dakar.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	+ H ₂ O -
77,90	11,75	1,00	0,36	0,03	0,20	0,25	4,70	1,10	0,15	0,02	1,30	0,05

Le calcul montre que les alcalins et la chaux ne suffisent pas à saturer l'alumine; il faut donc imaginer que la roche contenait une certaine quantité de minéraux argileux (recristallisés sous forme de séricite et de chlorite).

d) Les grauwaques

Sur le terrain elles apparaissent comme des roches dures, dont la dimension des grains peut être très variable; leur couleur peut

aller du jaune-beige au vert-sombre, le plus souvent elles sont grisâtres. Lorsque leur grain est assez fin et qu'elles prennent une couleur verdâtre, elles peuvent être facilement confondues avec une roche volcanique.

Ces grauweekes ont leur plus grande extension à l'ouest de la bande médiane des grès rouges ; elles sont également très connues à l'est de cette bande, au nord du 12ème parallèle.

La lame mince 26' 905 (éch. 1610 - rivière Falémé - 3 km en amont de Sénédebou, feuille Bakel, L : 12° 15, 1 : 14° 20) nous montre une structure détritique classique.

La granulométrie est extrêmement hétérogène, on peut distinguer deux phases :

- grains esquilleux de quartz, plagioclases, fragments de roches. Les indices d'arrondi et de sphéricité sont très faibles ; quelques grains mieux roulés indiquent pourtant qu'une partie du dépôt pouvait avoir subi un transport assez long.

- Ciment où l'on distingue du quartz, des oxydes de fer et de chlorite. Ce dernier minéral est de néoformation. Quelques filonnets de calcite traversent la roche.

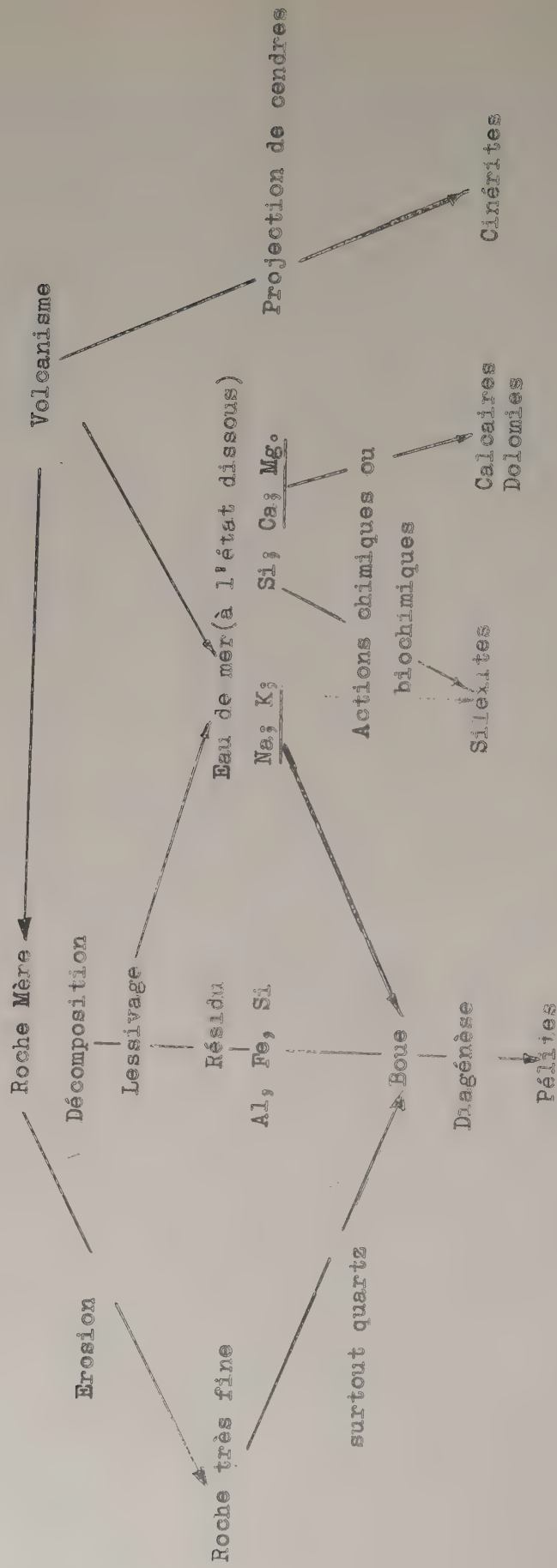
Il s'agit d'un grauwacke quartzo-feldspathique très fin.

Certaines de ces roches peuvent être beaucoup plus grossières et prendre l'aspect d'un microconglomérat : un de ces bancs (L. M. 22 775, éch. 342, prélevé sur la Gambie 10 km en aval de Soukouta) se révèle au microscope être composé de grains de rhyolite, microgranite, métadolérite, pyroxènes, feldspaths, quartz, dont la taille très variable peut dépasser 1 mm. Le ciment est formé de calcite, quartz et séricite. Il s'agit d'un grauwacke lithique grossier.

Bien que la description successive de chacun de ces termes donne une impression d'hétérogénéité, ce complexe pélitique possède en réalité une grande unité : en effet, mis à part des zones particulières où domine tel ou tel élément, la plupart du temps l'alternance des différents faciès est très rapide (voir photo 1, planche VII) qui permet le dégagement d'une idée d'ensemble. C'est pour cette raison que les anciens auteurs appelaient cet ensemble "les schistes de la Falémé", bien que les schistes n'y soient que peu représentés.



CONDITIONS de DEPOTS des " SCHISTES DE LA FALEME "



On peut se demander dans quelles conditions de dépôt notre complexe s'est formé; si nous mettons à part les grauweekes (sur lesquelles nous reviendrons ensuite) il semble que l'ensemble pélite, cinérite, silexite se soit déposé dans une mer suffisamment profonde et calme pour que puissent sédimenter, soit de très petites particules détritiques ou pyroclastiques, soit des éléments de néo-formation comme les argiles ou la silice colloïdale. F. PETITJOHN (1957, p.258) donne un schéma pour expliquer la formation des shales (terme équivalent à nos pélites).

Nous nous en sommes inspirés en le modifiant pour donner au volcanisme la place importante qui lui revient. Ce schéma (voir tableau VI) permet de se faire une idée des différentes origines du matériel sédimenté. Suivant la prédominance de tel ou tel facteur, on aboutira soit à une pélite, soit à une silexite, soit à une cinérite; il est bien évident (et c'est ce que l'on observe sur le terrain) que tous les termes de passage pourront exister. Bien que très calme, le milieu dans lequel se formaient ces roches n'était tout de même pas en parfait équilibre. Sans parler de grauweekes, l'existence dans les pélites de micro-bancs plus grossiers témoigne une rupture très brève, mais néanmoins nette, des conditions habituelles de dépôt.

Les figures de " slumping " observées à Sénoudébou impliquent que les boues encore meubles s'écoulaient le long de pentes très faibles. A. LOMBARD (1956, p.59) accorde une grande importance à ce phénomène.

Les grauweekes constituent un cas particulier ; F. PETITJOHN (1949, p.253-4) donne quelques caractéristiques de ces roches; elles sont probablement d'origine marine et très souvent associées à des roches volcaniques sous-marines. Le matériel qui les forme est le résultat d'une érosion rapide, ce qui lui évite d'être altéré chimiquement ou d'être arrondi. L'auteur conclut sur le fait que les grauweekes sont un des sédiments les plus typiques des chaînes orogéniques.

Leur dépôt pose un problème : le fait que, d'une façon générale, les bancs de grauweekes aient une limite nette vers le haut et vers le bas ne permet pas de les expliquer par une évolution progressive des conditions de sédimentation : leur apparition brutale évoque un phénomène très limité dans le temps. Il faut également expliquer pourquoi des grains clastiques ont sédimenté avec une pâte pélitique ex-

trémement fine : on a pensé que cette anomalie était le résultat de floculations causées par des arrivées massives d'eau douce chargées de colloïdes dans une mer salée.

Actuellement, on considère que le mauvais classement et l'apparition brutale des bancs grauweekes sont dûs au fait que ces roches sont liées à des courants de turbidité. A. LOMBARD (1956 p.85-87) explique le mécanisme de ces courants ; les eaux chargées de matériel de suspension sont plus lourdes que les eaux claires : les premières vont donc s'enfoncer jusqu'à ce qu'elles rencontrent des couches de densité égale ou le fond; à ce moment, elles se stratifient. L'origine du chargement des eaux est multiple : arrivées massives de sédiments apportés par l'érosion continentale, coulées de boues dues à un séisme, éruptions volcaniques, destruction par les vagues et les courants d'un fond boueux, etc ... Les courants de turbidité ont été observés un peu partout, même dans les retenues de barrage .

Il faut tout de même pour expliquer cet apport massif de sédiments, une érosion assez active dans une région tectoniquement instable. Nous avons constaté que nos grauweekes pouvaient contenir des fragments de roches volcaniques provenant de la base de la série : il faut donc supposer qu'une partie de ces roches étaient déjà attaquées par l'érosion, ce qui implique l'existence d'une cordillère, ou d'appareils volcaniques élevés.

8°) Les grès rouges

Leur couleur rougeâtre ou brunâtre, leur mauvais classement, apparaissent comme les caractéristiques les plus générales de cette formation, pour le reste assez hétérogène; d'aspect tendre et argileux au sud du 13ème parallèle, ils deviennent plus durs vers le Nord et leur couleur rouge est moins accentuée et moins constante. Ce changement pétrographique a des conséquences sur la morphologie : alors que dans le Sud les grès rouges ne sont pas marqués dans la topographie, en montant vers le Nord ils forment de petites arêtes plus ou moins parallèles qui permettent de repérer leurs caractéristiques structurales.

Au microscope les faciès nord et sud diffèrent sensiblement :

- L.M. 26907 , éch. 1614, 2 km à l'Ouest de Sénoudébou (feuille Bakel).

Structure détritique :

Grains de quartz très dominants (90%), peu nourris (accroissement inférieur à 10 %) ; plagioclases altérés, micas, fragments de roches (silexites) très rares .

D.	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>	S.	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>	A	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>
	230p	40p	10p		0,9	0,5	0,3		0,7	0,3	0,1

Les grains sont souvent enrobés dans une pellicule d'oxydes de fer ; un ciment peu abondant comprenant oxydes de fer, minéraux argileux, chlorite, quartz, s'observe dans les intergrains. Il s'agit d'un grès quartzo-feldspathique mal classé.

- L.M. 25885, éch. 1406 provenant de 6 km au sud du gué de Worouli (1 : 12°38, 1 : 12°42).

Structure détritique.

Grains de quartz (60 %), plagioclases altérés, roches cryptocristallines, calcite, glauconie (très rare) :

D.	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>	S.	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>	A.	<u>M</u>	<u>my</u>	<u>m</u>
	600p	150p	30p		0,7	0,3	0,1		0,9	0,5	0,3

Ces grains sont mal classés et peu roulés; ils sont liés par un ciment calcaro-pélitique où l'on distingue : calcite (ou dolomie), chlorite détritique et de néoformation, micas, minéraux argileux, oxydes de fer.

Cette roche est un grès quartzo-feldspathique ayant beaucoup d'affinités avec les grauweekes. Dans la terminologie employée par F. PETITJOHN (1949) ce serait une subgrauwacke.

Si l'on ajoute que des passées de galets assez diffuses apparaissent quelquefois dans ces grès, nous pouvons conclure qu'ils résultent de la sédimentation rapide d'un matériel peu évolué n'ayant eu le temps ni d'atteindre une granulométrie homogène, ni d'être arrondi. Il semble d'autre part que la couleur rouge témoigne d'une sédimentation en milieu continental, lagunaire ou du moins peu profond. Nous reviendrons d'ailleurs sur ce problème au chapitre prochain; retenons pour l'instant que la série de la Falémé s'achève par la destruction de reliefs vigoureux, dont les débris vont s'accumuler dans des dépressions peu profondes.

D - ETUDE STRUCTURALE

L'absence de fossiles et la rareté des niveaux repérés ne nous a pas permis de faire une étude très détaillée de la tectonique ayant affecté la série de la Falémé; nous sommes tout de même arrivés à établir un certain nombre de points :

1° - Une coupe Est-ouest permet d'observer que la série de la Falémé, malgré son aspect monoclinal, constitue une structure synclinale généralement déversée vers l'Est. Le coeur de ce synclinal est occupé par des grès rouges.

2° - Cette structure synclinale est en réalité constituée par de multiples plis : il s'agit donc d'un synclinorium. Ce fait peut être déjà pressenti si l'on calcule l'épaisseur de la série en considérant qu'elle possède une structure monoclinale : on arrive à des épaisseurs beaucoup trop fortes pour qu'elles soient réelles. Sur le terrain et sur photos aériennes nous avons d'ailleurs pu observer certaines de ces structures élémentaires composant ce synclinorium.

3° - L'axe de ce synclinorium semble se relever :

- au Nord du parallèle 14°10 où la bande médiane des grès rouges perd son individualité et se divise en de multiples petits éléments synclinaux.
- au Sud du parallèle 12°23 où ces mêmes grès disparaissent complètement. Il semble d'ailleurs que dans cette zone l'intensité des plissements s'atténue sensiblement (Dans la zone Mangagni Népindiaka les pélites de la série de la Falémé sont subhorizontales). Tout se passe comme si les grès rouges s'étaient déposés dans un bassin allongé N-NE, alors que l'axe des plissements serait nettement plus rapproché de la direction NE.

4° - Une certaine disharmonie de plissements existe entre les grès rouges et le reste de la série où les plis sont nettement plus serrés. La coupe du marigot Kodai est particulièrement suggestive à cet égard.

Nous n'avons pu établir avec certitude s'il s'agissait d'un effet de la compétence différente entre les grès et les pélites, ou au contraire, d'une disharmonie telle qu'on en observe dans les plis concentriques à des niveaux différents. Il semble que ce dernier phénomène soit le plus probable, certains bancs durs contenus

dans les pélites étant eux-mêmes plissotés.

5° - Même dans les zones où les pélites ont été seulement plissotées, l'effort tectonique a été souvent assez considérable pour qu'apparaisse un clivage de schistosité. La photo 3, planche VII est un bel exemple de ce phénomène; on peut y observer que le clivage de schistosité recoupe des pélites plissotées : le plan du clivage est parallèle au plan axial des plis. Cette photo a été prise à Hamdalaye, village situé sur la Falémé à la hauteur du parallèle 14°15', à 3 km environ à l'ouest du point où sous la tillite débute le socle birrimien : nous sommes là dans un endroit où les plissements en raison de la proximité du socle sont très amortis. Le fait que la schistosité se soit développée prouve que l'absence de plis de grande amplitude n'est pas due à l'absence de force tectonique, mais au fait que dans cet endroit il n'y a pas eu de décollements importants entre le socle et la série de la Falémé. Les couches inférieures de la série ne pouvant se plisser par suite de leur solidarité avec le socle, ont absorbé une partie de l'effort tectonique en formant une schistosité de clivage ce phénomène implique également une forte épaisseur de la série (au moins 4000 mètres d'après P. FOURMARIER).

6° - La tectonique souple que nous avons décrite s'accompagne d'une tectonique cassante dont l'apparition est favorisée par l'alternance de lits compétents et incompétents. Sur le terrain, nous avons noté de très nombreux plans de fracture, décrochements, diaclases, boudinages. Certaines failles ont pu être décelées, malheureusement le manque de bancs repères nous a empêchés d'apprécier les rejets et les importances relatives de ces accidents. Il est probable que dans les zones occidentales les plus tectonisées doivent exister de véritables structures en écaillés.

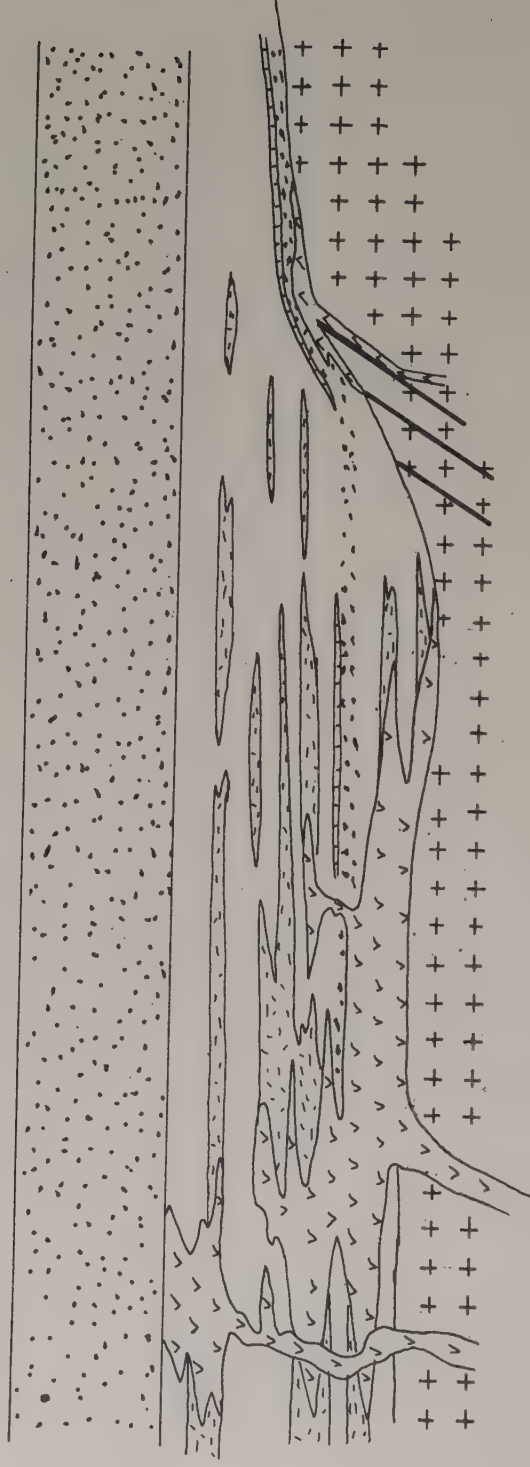
La plupart des plans de failles ou de fractures lorsqu'ils ont pu être observés ont un pendage fort, dirigé vers le N.O, c'est-à-dire en concordance avec les pendages de la série. L'existence de plis failles est donc possible.

7° - Des mesures géophysiques (en particulier la méthode magnétique aéroportée) ont donné d'intéressantes précisions sur la structure de la série de la Falémé :

COUPE SCHEMATIQUE DE LA SERIE AVANT LE PLISSEMENT DES GRES ROUGES

Bordure ouest et
région de Kidia

Bordure est



+ + Socle

^ ^ Volcanisme acide (Déléki)

v v Volcanisme basique

• • Tillite

▬▬▬ Dolomies calcaires

□ Pelites

••• Cinérites, grauwaekes, silicites

••••• Gres rouges feldspathiques : Gres du Boundou

Schistes de la Falémé

Figure: 29

a) La puissance maximum des formations non métamorphiques et non éruptives contenues dans le synclinorium de la Falémé est de : 2300 mètres, à la hauteur du 13ème parallèle. Partout ailleurs elle oscille entre 1000 et 2000 mètres.

b) La bordure est de la série de la Falémé, caractérisée par la transgression de la tillite sur le socle, n'en correspond pas moins à une zone de fracture qui, en deux ou trois kilomètres, amène le socle à des profondeurs de 5 à 800 mètres sous la surface actuelle. Il semble donc que la série de la Falémé se soit déposée dans une fosse profonde, bien limitée par des zones de flexure accompagnées de fractures. Il est possible que les rhyolites et les dacites des environs de Soukouta soient montées par ces cassures. Cette zone de fracture a pu rejouer postérieurement au dépôt de la série : au N-O de Soukouta, la série et le socle sont en contact normal.

c) Sur le flanc ouest du synclinorium, le socle remonte; il semble donc qu'en poursuivant dans cette direction nous ayons un anticlinorium.

B - DÉFINITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DE LA FALÉME

La stratigraphie de la série n'est pas la même sur sa bordure ouest que sur sa bordure est (voir fig. 29).

- À l'Est où la série se déposait dans des conditions épicontinentales, on observe de bas en haut :

- Très localement un complexe volcanique acide..... 500 m
- Tillite 0 à 30 m
- Siltite et grès (épisodiques) 0 à 150 m
- Dolomies calcaires 5 à 10 m
- Silexites à faciès jaspes 5 à 30 m
- Complexe pélitique à passées subordonnées de
silexites, grauweekes, cinerites... environ 500 m
- Grès feldspathiques rouges (grès du Boundou)
environ 1000 m.

- A l'Ouest et dans la région au Nord de Kidira, la série se déposait dans une fosse profonde; on observe de bas en haut :

- . Complexe volcanosédimentaire basique au minimum ... 1000 m
- . Tillite interstratifiée dans la partie supérieure de ce complexe; l'épaisseur des terrains contenant des formations glaciaires est variable, il peut atteindre 300 m
- . Dolomies calcaires 5 à 10 m
- . Complexe groupant : pélites, cinérites, grauwa-
kes, jaspes rouges 500 à 1000 m
- . Grès feldspathiques rouges , environ 1000 m

Comme nous l'avons fait remarquer lors de la description de la coupe de l'Hora-Kolé, il est possible que le complexe volcano-sédi-
mentaire de base ait pu former localement des appareils volcaniques importants, qui auraient émergé durant le dépôt des pélites.

F - RELATIONS ENTRE LES SERIES DE LA FALÉME ET DE MALI

Nous avons déjà abordé ce problème lors de l'étude des coupes et avons montré que dans la région de Nangagni, Lagordé, Kadioré, Népin-Diaka, les pélites de la série de la Falémé et celles de la série de Mali ne constituaient qu'une seule et même formation.

Nous pouvons constater par ailleurs que la stratigraphie de la bordure est de la série de la Falémé est la même que celle de la série de Mali (mis à part les grès feldspathiques rouges absents dans cette dernière). Les deux séries débutent par une tillite surmontée soit directement, soit par l'intermédiaire d'un épisode pélitogréseux, par des dolomies calcaires et des silexites à faciès jaspes. Cet ensemble est suivi par un complexe à dominance pélitique.

Il semble donc que les deux séries constituent un même ensemble stratigraphique.

On peut cependant objecter que, d'une façon générale, la série de la Falémé est plissée alors que la série de Mali est subhorizontale; cette objection ne résiste pas à une étude détaillée :

- Dans la zone de Nangagni, Nepin-Diaka où la série de Mali est horizontale, celle de la Falémé l'est également.

- En allant vers l'Ouest, la série de la Falémé se plisse mais celle de Mali aussi : nous avons vu en effet que , dans la région de Niéla, les pélites de cette dernière série étaient affectées par des plissements de plus en plus violents en allant vers l'Ouest.

La tectonique de même que la stratigraphie sont en faveur de la similitude des séries de Mali et de la Falémé.

G - CONCLUSION

La série de la Falémé paraît assez complexe tant du point de vue stratigraphique que tectonique; on peut imaginer sa formation de la façon suivante :

- Une série de grandes cassures détermine une fosse envahie par la mer ; le long de ces fractures montent des roches volcaniques qui s'épanchent sous l'eau, et sont interstratifiées avec des pélites et des roches pyroclastiques.

- Une glaciation a lieu suivie d'une transgression au cours de laquelle se dépose une tillite; les pélites continuent à se déposer mêlées à des grauweekes et à des roches pyroclastiques témoignant que l'activité volcanique se poursuit.

- La partie ouest de la série doit émerger en cordillère; la mer s'étale et devient moins profonde; des grès feldspathiques résultant de la démolition des cordillères s'accumulent.

- Après une longue période, de nouveaux plissements très violents ont lieu : la poussée vient du N-O. Il semble que les fractures initiales rejouent.

V - LA SERIE DES BASSARIS

A - INTRODUCTION

Nous avons groupé dans cette série un ensemble de roches épimétamorphiques, formant une bande étroite orientée N-NE, qui borde à l'Ouest la série de la Falémé. Vers le Nord cette série semble se raccorder avec celle de la Koulountou ; l'absence d'affleurements n'a pu permettre l'étude précise de ce raccord. Vers l'Ouest elle est séparée des terrains de la série de Youkounkoun par une grande faille bien marquée par la morphologie mais rarement visible. Au Sud elle se poursuit au-delà de la zone cartographiée, elle disparaît dans la région de Gaoual (Guinée) sous des formations gréseuses horizontales du début du Gothlandien.

Un examen des cartes Kédougou, Dalafi et Youkounkoun permet de constater, d'une part que la série est plus large au Sud qu'au Nord (25 km contre 5), d'autre part, que pour sa majeure partie elle possède une morphologie particulière : elle correspond, en effet, à un alignement de collines aux pentes raides souvent terminées par un plateau latéritique.

Si le fait d'être légèrement métamorphique constitue un aspect essentiel de la série, l'intense tectonique qu'elle a subi est également très caractéristique : la plupart du temps les roches appartenant à la série des Bassaris présentent des faciès étirés ou écrasés. Mis à part quelques exceptions, les pendages sont toujours forts. Sur des distances très faibles il est possible d'observer de nombreux plans de glissements et diaclases qui témoignent que la tectonique a eu, non seulement des effets plastiques, mais également cassants. Cette tectonique et les phénomènes qu'elle contrôle, comme par exemple les zones à filons de quartz, ont rendu les roches très hétérogènes et difficiles à reconnaître. Nous n'avons pu mettre en évidence aucun faciès repère permettant d'établir une stratigraphie précise de la série.

Rappelons que la série des Bassaris et la partie occidentale de la série de la Falémé avaient été classées dans le Birrimien par nos prédécesseurs.

B - DESCRIPTION ET REPARTITION DES DIFFERENTS ELEMENTS DE LA SERIE

Un examen des cartes géologiques permet de constater que nous avons distingué deux groupes de formation :

- Celles que nous avons considérées, pour une raison ou pour une autre, comme des formations équivalentes à celles des séries de la Falémé et de Mali, mais ayant subi un léger métamorphisme : elles figurent avec la même couleur mais portent en surcharge un barré oblique. Elles groupent des schistes sér citeux et d'anciennes roches basiques volcaniques.

- Celles dont l'origine est plus incertaine et qui comprennent des quartzites et des schistes verts. Sous ce dernier terme ont été groupées des roches assez hétérogènes dont la caractéristique principale est d'avoir le faciès " greens-chist ", elles contiennent, en effet, de la chlorite, de l'actinote et de l'épidote. Cependant étant donné les variations de leur teneur en silice et l'irrégularité de leur étirement, elles peuvent prendre des faciès assez différents allant du quartzite verdâtre au schiste vert de type prasinite.

Comme nous l'avons déjà souligné, aucun faciès repère n'a ou être défini; de plus, le fait que la plupart des pendages observés semblent être des pendages de schistosité et non de stratification, ne nous a pas permis d'établir une stratigraphie cohérente de la série des Bassaris. Nous ne donnerons donc pas de description de coupes comme nous l'avons fait dans les chapitres précédents, nous nous contenterons d'exposer rapidement les grands traits de la répartition des différents faciès à l'intérieur de la série.

- Les schistes sériciteux possèdent leur plus grande extension dans la partie sud à la hauteur de la série de Mali, on les retrouve également vers le Nord mais en zone beaucoup moins étendue. Ces schistes peuvent contenir d'anciennes grauwackes et jaspes rouges, ainsi que des petits noyaux de roches basiques effusives. Toutes ces roches ayant, bien entendu, été plus ou moins transformées.

- Les quartzites sont rencontrés sur le bord occidental de la série, au Nord de la route Kédougou-Youkounkoun. Il s'agit de roches toujours très étirées mais n'ayant pas l'aspect caractéristique des quartzites métamorphiques observés à Bakel. A 300 mètres à l'Ouest du village d'Etiolo, on peut voir un banc de quartzites blanc

semblant assez peu étiré, isolé au milieu de " schistes verts "; cette position assez particulière jointe au fait que cette roche semble très peu métamorphique paraît les différencier nettement des autres quartzites.

- Lesschistes verts forment plusieurs bandes ou noyaux. D'une façon générale il semble que ce faciès borde la série de la Falémé. A l'intérieur de ces schistes verts on rencontre en masses plus ou moins homogènes, des roches basiques effusives (du type spil-lite) peu ou pas métamorphiques.

C - RELATION DE LA SERIE DES BASSARIS AVEC LES SERIES VOISINES

Dans ce paragraphe nous exposerons les faits observés sur le terrain : d'autres aspects de ce problème seront fournis par l'étude de pétrographique.

- Comme nous l'avons déjà vu, il semble que la série des Bassaris se raccorde vers le Nord avec celle de la Koulountou. Cette supposition s'appuie sur la carte géologique : des éléments de chacune de ces deux séries ont pu être observés tout près les uns des autres ; il semble d'autre part que les directions tectoniques viennent se raccorder. Soulignons cependant que la jonction n'a pu être vue de façon précise; la zone où elle se produit étant particulièrement latéritisée.

- Avec la série de Youkounkoun les rapports de la série des Bassaris sont nets : une grande faille les sépare. Cet accident paraît bien individualisé, la zone de broyage qui lui correspond ne semble pas dépasser quelques centaines de mètres sauf, au Nord de la route Tambacounda-Kédougou, où elle semble être moins intense et s'étaler sur 2 ou 3 kilomètres : à cet endroit il est possible que nous ayons, non plus une fracture nette; mais une zone de flexure ou un pli dont l'un des flancs serait en partie laminé. Nous reviendrons sur cet accident au chapitre tectonique.

- Les relations avec les séries de Mali et de la Falémé sont beaucoup plus complexes . Si nous examinons la carte géologique nous remarquons que les faciès de la série des Bassaris semblent "correspondre" à ceux de ces séries : les schistes sériciteux sont placés

en face des pélites, les schistes verts touchent la partie de la série de la Falémé qui contient des faciès paléovolcaniques. Cette distribution s'explique si on admet que la série des Bassaris constitue l'équivalent métamorphique des deux autres séries.

Sur le terrain, nous avons vu que dans la région de Niéla, il semblait y avoir effectivement passage continu entre les séries de Mali et des Bassaris. La coupe que nous avons décrite lors de l'étude de cette région, bien qu'elle ne soit pas absolument continue, ne semble laisser aucune équivoque.

Les relations avec la série de la Falémé sont rendues plus délicates à expliquer du fait de l'hétérogénéité du bord occidental de cette série : en effet, s'il est relativement facile d'observer les progrès de la tectonisation et du métamorphisme dans un matériel homogène tel que les pélites, les choses sont plus délicates lorsque ces phénomènes se produisent dans un complexe où voisinent des roches effusives, des tufs, des jaspes, des pélites, etc ... Chacun de ces éléments réagira différemment au métamorphisme suivant sa composition chimique, de plus la juxtaposition de roches compétentes et incompétentes favorisera les décollements et les accidents cassants. Sur le terrain on constate effectivement, que si les roches de la série de la Falémé s'étirent et recristallisent de plus en plus en s'approchant de la série des Bassaris, il y a souvent une limite nette entre ces deux séries, marquée par une faille. Ce processus n'est pourtant pas général, à la hauteur de la Gambie le passage semble être progressif; on peut observer en effet des diabases et des jaspes rouges encore bien reconnaissables interstratifiés avec des schistes verts. La présence des jaspes rouges prouve que les diabases sont bien des roches effusives et non une intrusion postérieure au dépôt de la série. Il y a donc à cet endroit passage progressif. Des contacts analogues ont été observés à l'Est du mont Hassirik et dans les environs du village de Kétiouri.

Nous résumons en disant que, d'après les observations de terrain, la série des Bassaris semble constituer pro parte l'équivalent métamorphique des séries de Mali et de la Falémé.

D - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1°) Les schistes sériciteux

Ces schistes sont particulièrement bien représentés dans la partie sud; ils semblent dériver des pélites de la série de Mali dont ils se différencient par leur texture schisteuse et leur aspect satiné. Altérés ils ont une couleur rougeâtre qui donne à leurs affleurements un cachet caractéristique. Lorsqu'ils sont frais ils ont une couleur jaune-verdâtre ou beige. Ils sont tal-queux et doivent contenir une certaine quantité d'argile car ils happent légèrement à la langue.

Ils sont traversés fréquemment par des filons de quartz blanc-laiteux, stériles, concordant généralement avec la schistosité. Ces filons ont souvent un aspect cassé, et il semble que le quartz ait été en partie remobilisé sous forme de filonnets de 1 à 2 cm d'épaisseur qui s'échappent hors du gros filon dans les terrains encaissants. La plupart du temps il semble que ces filons de quartz puissent être considérés comme des filons d'exsudation si fréquents dans l'épizone : dans la coupe Niela-Larapesse, nous avons pu constater que les filons de quartz apparaissaient dans les pélites tectonisées mais non encore transformées en schistes sériciteux.

L'étude au microscope n'a pas apporté beaucoup de précisions nouvelles : les lames minces taillées dans ces schistes montrent une structure granolépidoblastique peu accusée. La recristallisation est surtout le fait de la séricite; le quartz semble également recristalliser en très petites plages. Lorsque la roche contient de la pyrite, on note de belles cristallisations de quartz aux extrémités des cristaux de pyrite, dans les zones de sous-tension (voir photo 4, planche VII). Il s'agit là d'un bel exemple de " pressure shadows ". J. LAMEYRE (1958) estime que ces structures ne constituent pas à elles seules un critère de métamorphisme, mais il a pu constater que dans les Grandes Rousses elles accompagnent et précèdent les manifestations les plus légères du métamorphisme.

Il est quelquefois possible d'observer les restes de l'ancienne structure pélitique, en particulier les microbanes plus

grossiers si fréquents dans ces roches. Les oxydes de fer sont toujours présents et forment quelquefois des alignements plus ou moins diffus.

Deux analyses chimiques effectuées, l'une sur une pélite de la série de Mali, l'autre sur un schiste sériciteux de la série des Bassaris, montrent des résultats tout à fait comparables :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂
Ech. 92 ..	65,50	14,15	6,15	0,70	0,045	1,90	0,50	1,30	3,05	0,85	0,08	3,85	1,40	0,10
Ech. 99 ..	62,05	17,00	4,50	2,30	0,12	1,50	0,76	1,30	3,70	0,85	0,175	3,80	1,25	0,25

Ech. 92 : schistes sériciteux de Lougal (L : 12°57, l : 12°12)

Ech. 99 : pélites de Nangagni (L : 12°38, l : 12°21).

Analyses effectuées par B. MARTINET au laboratoire de chimie du B.R.G.M. de Dakar.

On remarquera en particulier le pourcentage relativement élevé de K₂O par rapport à Na₂O. Le total fer-ferreux et fer-ferrique est analogue dans les deux roches; le fer-ferrique est plus abondant dans le schiste : faut-il y voir un effet du métamorphisme ?

Une analyse aux rayons X n'a pas permis de différencier nettement les deux roches : les deux échantillons ne contiennent que des illites⁽¹⁾ à l'exclusion d'autres minéraux argileux. L'échantillon 92 contient de la chlorite : ce minéral serait donc de néoformation.

Comme nous l'avons signalé les schistes sériciteux peuvent contenir des bancs de grauweekes en voie de recristallisation : dans ces roches la chlorite de néoformation est particulièrement abondante. Des tufs, des jaspes rouges et des roches basiques ont été également observés : ces dernières roches vont faire l'objet du prochain paragraphe.

2°) Diabases et roches spilitiques peu ou pas transformées

Ces roches s'observent soit dans les schistes sériciteux en compagnie de grauweekes, de tufs et de jaspes rouges, soit dans les schistes verts sans ce cortège.

(1) Il n'a pas été possible de distinguer l'illite de la séricite ce qui explique le résultat négatif du diagramme aux rayons X.

Dans le premier cas il semble que nous soyons en présence d'un complexe volcano-sédimentaire de même type que ceux observés dans la série de la Falémé. Dans le deuxième cas, leur présence soulève un problème : les rapports exacts entre les deux groupes n'ayant pas été vus. Ces roches spilittiques ou ces diabases se distinguent en effet très mal, des schistes verts qui les entourent; elles possèdent généralement une certaine individualité due à leur aspect massif. Ce critère est peu sûr car elles peuvent être étirées. La couleur verte de ces roches paraît due à leur forte teneur en chlorite : rappelons que même dans les zones non métamorphiques, les spilites contiennent de la chlorite.

Si à l'oeil nu ces roches se distinguent mal des schistes verts, au microscope les choses sont plus nettes. La lame mince 26179 taillée dans l'échantillon 1424 (L: $12^{\circ}51$, l: $12^{\circ}36$) permet d'observer :

- Structure microlithique porphyrique légèrement étirée
- Baguettes d'albite très fraîches ($2V = + 80^{\circ}$)
- Microlites d'albite souvent bifides
- Augite en voie de transformation en chlorite et calcite
- Ces cristaux baignent dans une pâte très fine où l'on distingue de la chlorite (pennine), du quartz, du leucoxène provenant de l'altération d'ilménite qui subsiste sous forme de squelette, de l'épidote, de la calcite.
- Des nodules contiennent de la pumpellyite associée avec de la chlorite et de la calcite.
- Des filonnets d'épidote et de calcite traversent la roche.

Il s'agit d'une andésite de type spilittique : le métamorphisme qu'elle a subi doit être très faible; il est difficile de l'apprécier car la plupart des minéraux spécifiques aux spilites sont également caractéristiques de la paragenèse " greenschists ". Cette roche semble de toute façon absolument analogue aux spilites de la série de la Falémé.

Nous avons pu observer assez fréquemment des roches de ce type; leur faciès varie entre un basalte spilittique et un albitophyre; en règle générale leur métamorphisme est faible ou nul. Ce dernier caractère joint au fait que très fréquemment, lorsqu'elles sont interstratifiées dans les schistes verts elles ne contiennent pas leur cortège volcanosédimentaire habituel, pose un problème : ces roches

peuvent représenter :

- Soit des noyaux intacts d'un complexe volcanique transformé dans sa majeure partie en schistes verts.

- Soit des venues tardives postérieures ou contemporaines de la fin de la tectonique ayant affecté la série des Bassaris.

En réalité il est possible que ces deux hypothèses ne soient pas aussi opposées et qu'il existe un moyen terme. P. ROUTHIER (1944, p.130) dans un article où il montre justement la présence de deux générations de roches vertes dans les Alpes Occidentales, admet cependant que, dans une même génération, les roches ont pu être transformées de façon différente :

" Nous saisissons ici le jeu complexe des mouvements de la mise en place des roches vertes : une roche se consolide et est laminée, une autre s'y injecte et est laminée à son tour ".

Bien qu'aucun argument vraiment décisif ne soit apporté, il semble cependant qu'un tel processus puisse s'appliquer dans notre cas : nous allons voir en effet, dans le paragraphe qui suit que les schistes verts semblent en grande partie dériver d'anciennes roches basiques.

3°) Les schistes verts

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, cette dénomination couvre des roches pouvant présenter des faciès assez variés. Le terme le plus constant, semble être une roche schisteuse vert foncé. Au microscope (lame mince 26175, éch.1417; sud de N'Gop ; L: 12°50, l : 12°36) on peut observer :

Structure granolépido blastique.

- Amphibole (actinote, très rarement hornblende verte) forme un feutrage orienté.
- Chlorite assez rare.
- Epidote, grains épars.
- Quelques plagioclases très petits pouvant être de néoformation.
- Quartz en petites plages à extinction roulante.
- Des filonnets de calcite associée à de l'épidote traversent la roche. Ces filonnets peuvent quelquefois prendre des dimensions beaucoup plus importantes (20 cm de puissance).

Il s'agit d'un schiste vert ou d'une prasinite (terme défini dans le précis de pétrographie de J. JUNG (1958)). Ces roches correspondent aux faciès " greenschist " de F. TURNER, faciès caractérisé par des paragénèses telles que :

Actinote - Epidote - Albite - Chlorite

Calcite - Epidote - Actinote.

D'autres faciès sont moins répandus :

L'échantillon 82 (sortie est du village d'Etiolo, L: 12°52, l: 12°36) montre au microscope une structure granoblastique où l'épidote domine largement les autres minéraux (chlorite, actinote, quartz). Il s'agit d'une prasinite à tendance épidotite.

L'échantillon 364 (Col à l'Ouest de Salemata L: 12°50, l: 12°38) semble plus siliceux et plus étiré : à côté du quartz on remarque de l'amphibole (trémolite et actinote), de l'épidote, de la zoïsite et de la chlorite; des filonnets de calcite recoupent la roche, il s'agit d'un quartzophylladé^à amphibole et chlorite. Malgré sa forte teneur en quartz cette roche avait l'aspect d'un schiste vert habituel.

L'hétérogénéité des schistes verts peut être due à des causes indépendantes de leur composition primitive :

- Un étirement plus ou moins marqué peut donner des faciès différents : la photo 7, planche VII montre une roche relativement homogène passant à une autre plus schisteuse; la partie la moins étirée forme une masse losangique de 1 x 2 mètres et, sur le terrain on ne pouvait douter qu'il s'agissait d'une même roche ayant subi un étirement inégal. Lorsque ce phénomène se passe sur une plus grande échelle, il devient délicat de savoir s'il s'agit de deux roches différentes ou non.

- Certaines zones ont été affectées par une métasomatose siliceuse : nous avons déjà évoqué la présence dans la série des Bassaris de filons de quartz qui semblaient être d'exsudation. Il existe des filons qui peuvent avoir une origine différente, c'est le cas en particulier de ceux qui sont alignés le long d'un axe N-E passant dans les environs d'Etiolo, axe qui se poursuit sur des dizaines de kilomètres. Il semble qu'il y ait eu autour

de ces filons une véritable métasomatose siliceuse imprégnant lit par lit le schiste environnant et lui donnant un aspect de gneiss ou de migmatite (voir photo 5 planche VII). Au microscope la silicification est nette : on observe des lits homogènes de quartz à extinction ondulante séparés par une trame de chlorite, amphibole, séricite et oxyde de fer qui représentent probablement l'ancienne roche-mère. Les filons de quartz qui accompagnent cette silicification ont des puissances assez variées (1 à 10 mètres), ils concordent avec la schistosité ; leur passage avec les roches encaissantes peut quelquefois être brutal. Ils présentent souvent la caractéristique que nous avons vue lors de l'étude des filons d'exsudation : le quartz semble être remobilisé en petits filonnets qui recoupent filons et roches encaissantes. D'où vient cette silice ? S'agit-il d'émanations magmatiques profondes ou, au contraire, de silice ayant subi un léger remaniement ? Nous manquons d'éléments pour résoudre ce problème, nous remarquerons pourtant que, dans l'hypothèse où les schistes verts seraient l'équivalent métamorphique des complexes volcano-sédimentaires de la série de la Falémé, on ne retrouve pas les jaspes rouges et les cinérites grises. Le quartz des filons et des zones silicifiées ne pourrait-il pas représenter ces anciennes formations ?

Emanation magmatique, remobilisation de niveaux siliceux, quoiqu'il en soit, cette silicification peut, sur le terrain, amener de nombreuses confusions sur la nature réelle des roches ; c'est ainsi qu'en premier examen nous avons pu considérer le contact d'une roche verte massive avec la même roche ayant subi une silicification aux bordures bien tranchées, comme un contact intrusif entre une ortho amphibolite et un quartzite verdâtre.

Le bref exposé de la pétrographie des schistes verts a permis de mettre en évidence leur hétérogénéité ; cependant, d'un point de vue plus général, en faisant abstraction des modifications nombreuses qu'ils ont pu subir et des faciès particuliers locaux, il n'en reste pas moins que les schistes verts de la série des Bas-saris présentent une certaine unité : il s'agit de prasinites.

D'après J. JUNG (1958) les roches de cette catégorie peuvent dériver soit d'anciennes roches basiques, soit de roches appartenant à la séquence calcaro-pélimitique métamorphisée dans la zone des schistes sériciteux. L'étude au microscope n'a permis d'observer aucune structure relique permettant de choisir entre ces deux possibilités. Les analyses chimiques donnent des précisions intéressantes : le tableau ci-dessous donne les résultats de l'analyse de trois schistes verts des Bassaris.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+H ₂ O-	H ₂ O-
Ech. 17 ...	52,05	11,60	3,30	5,55	0,15	10,40	11,30	2,50	0,20	0,92	0,03	1,82	0,12
Ech. 360 ...	44,40	11,75	3,30	9,10	0,17	10,70	12,10	1,70	0,30	3,00	0,20	2,85	0,10
Ech. 1017 ..	48,65	10,45	2,50	6,80	0,15	6,65	11,60	4,50	0,65	2,40	0,28	1,80	0,14

Analyses effectuées au laboratoire de chimie du B.R.G.M. à Dakar par B. MARTINET.

Il est possible de calculer les paramètres de A. LACROIX (voir tableau II hors texte) : la roche 17 est une dacite, les deux autres sont des basaltes. Tous les trois ont une forte tendance sodique. Cette composition de roches éruptives ne lève pas entièrement le doute; pour ce faire il faut examiner la teneur en TiO₂ de ces roches. P. LAPADU HARGUES (1958) a montré que les amphibolites dont la teneur en TiO₂ dépasse 0,8 % pouvaient être considérées comme des amphibolites d'origine ortho; bien entendu cette règle n'a qu'une valeur statistique. On constate que nos échantillons ont des teneurs en TiO₂ qui permettent de les considérer comme des anciennes roches éruptives basiques, à tendance sodique, métamorphisées dans l'épizone.

Un nouveau problème se pose alors : s'agit-il d'anciennes roches basiques birrimiennes ou, au contraire, de roches appartenant au complexe volcano-sédimentaire de la série de la Falémé ?

Les deux hypothèses sont valables :

- L'étude tectonique des séries de la Falémé et des Bassaris nous apprend qu'à l'Ouest du synclinorium à coeur de grès rouges

semble apparaître une zone anticlinale marquée par de nombreux accidents cassants : le Birrimien peut donc avoir remonté dans cet axe anticlinal sous forme de horst ou d'écailles. L'étude aéromagnétique apporte des arguments à cette hypothèse : en effet la zone d'anomalies magnétiques d'orientation N-E qui correspond à la série de Mako semble se poursuivre sous la série de la Falémé et se fragmenter en masses orientées N-NE à la hauteur de la moitié sud de la série des Bassaris. Tout se passe comme si cette bande homogène de roches basiques birrimiennes avait été reprise par la tectonique ayant affecté les séries des Bassaris et de la Falémé. Cette hypothèse apporte d'autre part une explication au fait que les schistes verts peuvent contenir des noyaux de roches spilitiques non transformées. Elle se heurte par contre au fait qu'il n'est pas normal que seules les roches vertes soient remontées et que, en particulier, aucun témoin de granite birrimien n'ait été observé.

La seconde hypothèse s'appuie surtout sur le fait que le passage continu entre les deux séries ait été observé en certains endroits et sur le fait déjà signalé que les schistes verts font face au complexe volcanosédimentaire de la série de la Falémé. On peut remarquer également (voir chapitre sur le chimisme des roches effusives du Paléozoïque) que les compositions chimiques de schistes verts s'intègrent parfaitement dans la " lignée " chimique du complexe volcanosédimentaire de la série de la Falémé. Notons toutefois que cet argument n'a qu'une valeur assez relative : les " lignées " chimiques des roches de cette série et de celle du Birrimien étant très voisines.

Nous concluerons en admettant que si les schistes verts des Bassaris représentent certainement pro parte le complexe volcanosédimentaire de la série de la Falémé, légèrement métamorphisé, il est possible que certains de ces schistes représentent d'anciennes roches vertes birrimiennes remontées à la faveur de la tectonique ayant affecté la série des Bassaris.

4°- Les quartzites

Ces roches forment des masses allongées concentrées dans la partie N.O de la série, elles ont un aspect de grès étirés : au microscope (éch. 1409 L.M. 25.888 provenant du point où la piste Niokolo-Banharé coupe l'Azogué , L : $12^{\circ}46$, l : $12^{\circ}46$) on peut observer que le quartz d'aspect très étiré possède l'extinction ondulante; ce minéral a recristallisé en partie et forme un ciment reliant les grands grains étirés.

Il semble donc que les quartzites de la série des Bassaris représentent d'anciens grès ayant subi un fort dynamométamorphisme accompagné d'une recristallisation.

Dans ce paragraphe nous parlerons également d'une roche dont l'origine paraît assez mystérieuse : il s'agit d'un banc de quartzite d'orientation N-NE, concordant avec la direction générale de la série, observé 200 mètres à l'Ouest du village d'Etiolo. La puissance de ce banc est difficilement évaluable à cause de nombreux éboulis, on peut l'estimer à une cinquantaine de mètres. Ces quartzites, en raison de leur couleur blanche peuvent être confondus de loin avec les filons de quartz blanc fréquents dans cette zone.

Au microscope (éch. 996 L.M. 24487, L : $12^{\circ}50$, l : $12^{\circ}36$) on s'aperçoit qu'il s'agit d'un grès quartzite : on reconnaît encore la forme des anciens grains qui ont une extinction roulante. Du quartz de recristallisation cimente les grains. La roche étant constituée presque uniquement par de la silice, il est évidemment difficile d'évaluer le métamorphisme qu'elle a subi. Il est certainement très faible peut être même nul. La présence d'une roche presque intacte au milieu des schistes verts nettement métamorphiques, pose un problème sur lequel nous reviendrons au chapitre tectonique.

E - ETUDE STRUCTURALE

Au cours de sa description nous avons pu constater que la série des Bassaris avait subi une tectonique particulièrement intense. Sur le terrain, la fréquence et l'intensité des témoins de cette tectonique (plans d'étirements, cataclase, failles, diaclases) donnent l'impression que la série des Bassaris est, en fait, une vaste zone de mylonites.

Malgré son importance et son côté spectaculaire, nous ne pouvons donner ici une étude précise et cohérente de cette tectonique; nous avons pu en effet constater au cours des précédents paragraphes qu'il nous avait été impossible de mettre en évidence des niveaux repères, donc une stratigraphie dans cette série : cette lacune nous empêche de reconstituer la forme et l'ampleur des déformations ayant affecté la série. Je n'ai malheureusement pas eu le loisir de procéder à une analyse structurale fine qui aurait pu amener des renseignements nouveaux encore faut-il remarquer que les microstructures sont relativement rares.

Nous disposons, en fait, des observations suivantes :

- Mesures de pendages : un examen de la carte nous montre qu'ils sont orientés en grande partie vers le N.O; mais que sur le bord occidental de la série, et en particulier à la hauteur de la route Youkounkoun-Kédougou, ils ont tendance à s'orienter vers le S.E., mis à part quelques exceptions. Tous ces pendages sont forts et descendent rarement en dessous de 40° . On remarquera également que la direction de beaucoup de ces pendages est légèrement plus inclinée vers le N.E que ne l'est celle de la série qui est orientée N-NE.

- Mis à part un système de diaclases, subvertical et orienté N.O 300 à 320° , les plans d'étirements, les failles, les diaclases sont concordants avec la direction générale des pendages : il semble donc que les pendages mesurés soient des pendages de schistosité et non de stratification. Cette hypothèse est vérifiée par le fait suivant :

A 1 kilomètre à l'O.NO de Nangaré Peuhl, dans une petite ravine qui entaille une puissante masse de prasinites ayant une schistosité de direction NE et un pendage de 60 à 70° orienté vers le N.O, on peut remarquer une petite structure anticlinale dont les flancs sont parallèles à la schistosité générale. Cette structure d'une largeur de 3 mètres, se remarque grâce à un banc plus quartzeux qui souligne sa fermeture. Dans la charnière la schistosité recoupe la stratification alors que sur les flancs elle lui est parallèle. Cette observation nous indique que la série des Bassaris est isoclinale et non monoclinale, que les pendages mesurés sont des pendages de schistosité (cette dernière étant

sans doute le plus souvent concordante avec la stratification mais pouvant la recouper), que le plan de schistosité correspond au plan axial des plissements.

Nous sommes amenés à penser que le style tectonique de la série des Bassaris est analogue dans ses grandes lignes à celui observé sur la partie occidentale de la série de la Falémé : plis isoclinaux, failles concordantes, qui doivent accentuer le raccourcissement et provoquer un début d'écaillage.

Il semble pourtant que les plans d'étirement soient beaucoup plus nombreux : ils donnent un cachet caractéristique à toute la série et lui confèrent une partie de son aspect métamorphique.

La direction des pendages d'abord dirigés vers le N.O, puis vers le S.E. est intéressante à noter : dans le premier cas nous avons concordance avec le sens du déversement de série de la Falémé, dans le deuxième avec la série de Youkountoun (du moins pour la partie est de celle-ci). Ces deux séries peuvent être schématiquement considérées comme des synclinoriums. La série des Bassaris qui les sépare représenterait donc un anticlinorium. Le changement du sens de déversement peut suggérer qu'au coeur de l'anticlinal se trouverait un môle du socle assez rigide pour n'avoir eu que des mouvements verticaux : dans le cas contraire, il n'y aurait eu qu'une direction de déversement.

Le fait signalé plus haut, que la direction des pendages est plus inclinée sur le N.E. que ne l'est la direction générale de la série, peut suggérer l'existence de plusieurs phases de plissements. Les grès non métamorphiques d'Etiolo pourraient n'avoir été déposés qu'après la première phase qui aurait développé le métamorphisme; ces grès représenteraient donc un synclinal pincé.

Tout ceci, soulignons-le, reste hypothétique. Rappelons cependant que lors de l'étude de la série de la Falémé nous avons remarqué que l'axe de plissement semblait prendre en écharpe la direction générale de la série : au Nord les grès rouges sont vigoureusement plissés, alors que vers le Sud cette même formation l'est beaucoup moins.

La zone des forts plissements semble donc déportée vers l'Ouest; nous avons là un autre fait en faveur de plusieurs phases de plissements.

On peut penser que l'axe de la série des Bassaris a constitué très tôt un axe de faiblesse le long duquel jouait l'écorce terrestre. La mise en place des spilites en est une preuve ; il est vraisemblable qu'après le dépôt des pélites l'axe des Bassaris s'est relevé sous forme de cordillère.

Nous avons signalé l'existence de diaclases orientés N-O. Certaines d'entre elles ont servi de voies d'arrivée à des dolérites que l'on peut assimiler aux dolérites post-primaires (voir photo 6, planche VII). Nous reviendrons dans un prochain chapitre sur l'origine de ces diaclases.

F - CONCLUSION SUR LA SERIE DES BASSARIS

La tectonique extrêmement complexe, le métamorphisme, et l'absence de bancs repères n'ont pas permis de donner une stratigraphie cohérente de cette série.

On peut toutefois admettre que pour sa plus grande partie elle représente l'équivalent métamorphique des séries de la Falémé et de Mali. Cette hypothèse implique que les schistes verts, et les spilites qui leur sont associées, représentent le terme le plus ancien de la série ; les schistes sériciteux (qui correspondent aux pélites) représentent le terme moyen, les quartzites observées au N-O d'Ebarak peuvent être assimilés aux grès rouges de la série de la Falémé et représenteraient le terme supérieur de la série. Tout ceci reste hypothétique.

COUPE SIMPLIFIEE DE LA GAMBIE A TRAVERS LA SERIE DE YOUNKOUNKOUN

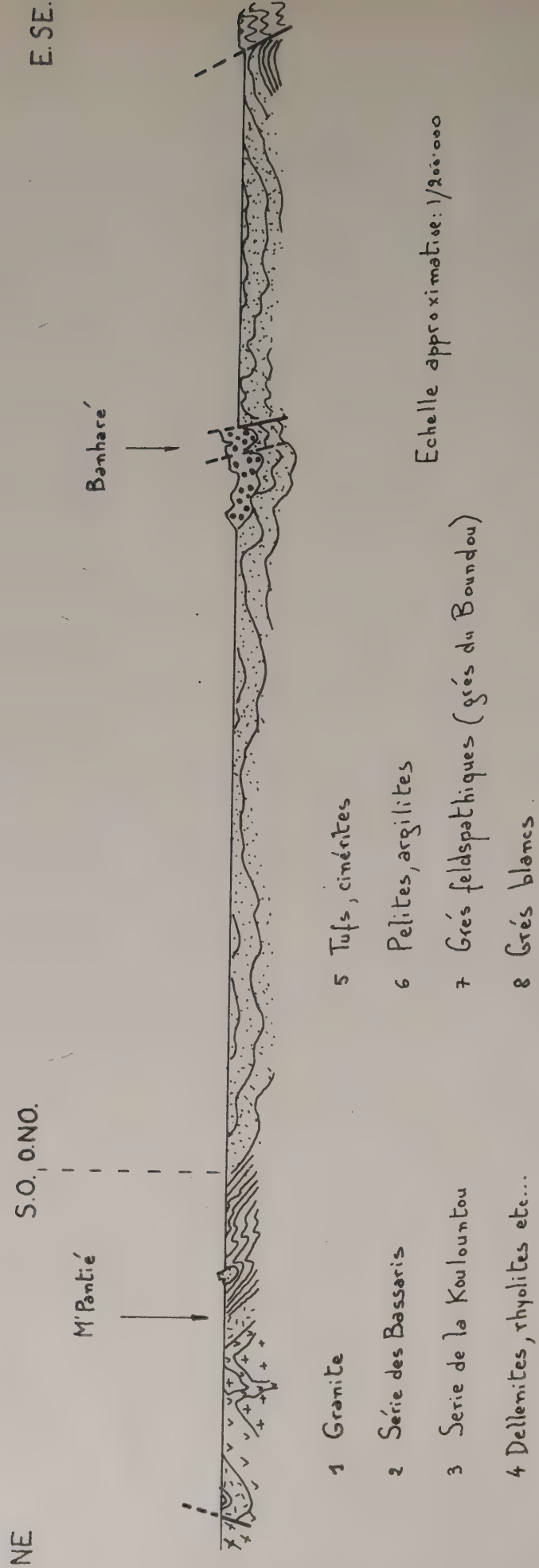


Figure:30

VI - LA SERIE DE YOUKOUNKOUN

A - INTRODUCTION

Nous avons groupé sous le nom de série de Youkounkoun, les formations situées entre les séries épimétamorphiques des Bassaris et de la Koulountou et la bordure NE du synclinal bowé (Gothlando-dévonien). Cette série a été plissée : dans son ensemble elle forme une vaste structure synclinale dont la bordure orientale est oblitérée par la faille qui sépare la série des Bassaris de la série de Youkounkoun. En raison de cette tectonique elle a été classée dans les séries intermédiaires plissées ou Falémien par nos prédécesseurs. Toutefois, les grès blancs que l'on rencontre en masses isolées dans la partie nord-ouest de la série avaient été attribués à l'Ordovicien.

Mis à part les plateaux formés par ces grès, la série correspond à une vaste plaine où les cuirasses latéritiques sont particulièrement développées.

B - ETUDE DE COUPES

Nous donnerons tout d'abord la description sommaire de deux coupes, ce qui nous permettra de dégager les caractéristiques de la série; nous compléterons ensuite ces coupes par la description et la localisation des principaux éléments de la série.

1° - Coupe à la hauteur de la Gambie (voir fig. 29).

Cette coupe suit le fleuve Gambie, cependant, lorsque cela est nécessaire, nous la compléterons par des observations pouvant avoir été faites dans les environs de la vallée. Cette coupe qui va d'Est en Ouest débute à 5 km à l'E-SE de Banharé (feuille Kédougou) dans une boucle en épingle à cheveux que fait la rivière.

- 1 - Quartzites étirés appartenant à la série des Bassaris.
- 2 - Grès rouges argileux très fins, pendage fort vers le S-E puis vers le N-O.
- 3 - Grès rouges argileux fins ou moyens plissés ; leur direction est en général N-E mais elle peut se rapprocher du N-O à l'Ouest du méridien 13°. Les pendages varient entre 30 et 90°, il semble que ces grès forment une série de synclinaux et d'anticlinaux.

- 4 - A la hauteur du méridien 12°55, structure synclinale complexe de grès blancs; cette structure n'est pas visible sur la Gambie, une faille la stoppant un kilomètre au N de la rivière.
- 5 - A partir du gué de Malapa, les grès rouges deviennent de moins en moins compacts; on remarque des passées très fines à tendance pélitique. Faciès fins et grossiers alternent rapidement.
- 6 - Pélites et argilites rougeâtres dont les pendages varient de 20 à 50° et sont dirigés vers le S-O.
- 7 - A la hauteur du point L : 13°09, l : 12°54 on observe sur 1 kilomètre environ, intercalés dans les pélites, un banc de grès quartzites ayant un pendage de 50° vers le S-O.
- 8 - Pélites et argilites rougeâtres analogues à celles du niveau 6 ; ces roches contiennent assez fréquemment de petites passées plus grossières : grauweekes, grès, ou même microconglomérats.
- 9 - A la hauteur du gué de M'Pantié (L : 13°09, l : 12°55) apparaissent des roches gris-verdâtre compactes analogues à celles observées sur la Gambie, à Worouli. Il s'agit encore de roches évoluant entre des cinérites et des silexites. Le contact entre ces cinérites et les pélites du niveau 8 peut se voir à 2 kilomètres au N-O de M'Pantié dans un petit marigot, sur la rive gauche de la Gambie : pélites et cinérites sont en concordance apparente; on remarque dans les cinérites, une petite passée de dellénite.
- 10 - Roches à l'aspect de microgranite séparées des cinérites par une faille; le contact normal entre ces deux formations est observé sur un marigot de la rive droite dont l'embouchure située à 1 km en aval du gué de M'Pantié correspond au point coté 36. En remontant ce marigot à partir du point où il coupe la piste, on observe sur 300 m environ :
 - Des cinérites et silexites en bancs de 1 à 2 m, pendage de 10 à 20° vers le S.O; ces roches sont interstratifiées avec de minces passées de phtanites et de pélites rougeâtres.
 - Précédée par deux petites passées microconglomératiques apparaît en concordance sous les cinérites une brèche volcanique dont les éléments sont constitués par un " microgranite " rougeâtre et des rhyolites. Certains éléments de la brèche sont arrondis et peuvent prendre l'aspect de galets.
 - Roche ayant l'aspect d'un microgranite rougeâtre (en réalité dellénite) le passage entre la brèche et la dellénite peut se faire progressivement les fragments de la brèche devenant peu à peu joints.
- 11 - Nous reprenons la coupe de la Gambie; la dellénite du niveau 10 est elle-même séparée par une faille d'un granite calco-alcalin légèrement orienté et présentant souvent des traces de cataclase.

- 12 - Roche à l'aspect de microgranite, alternant avec des dellénites ; un kilomètre au Nord de la Gambie, nous avons pu observer l'intrusion de ce " microgranite " dans le granite du niveau 11.
- 13 - Cinérites et tufs ; ces roches sont séparées du niveau précédent par une brèche analogue à celle observée entre les cinérites et la dellénite du niveau 10. Il s'agit de la même formation.
- 14 - Argilite rougeâtre contenant deux passées à galets schisteux.
- 15 - Après une faille, dellénite se transformant en porphyroïde : il s'agit d'une roche appartenant à la série de la Koulountou.

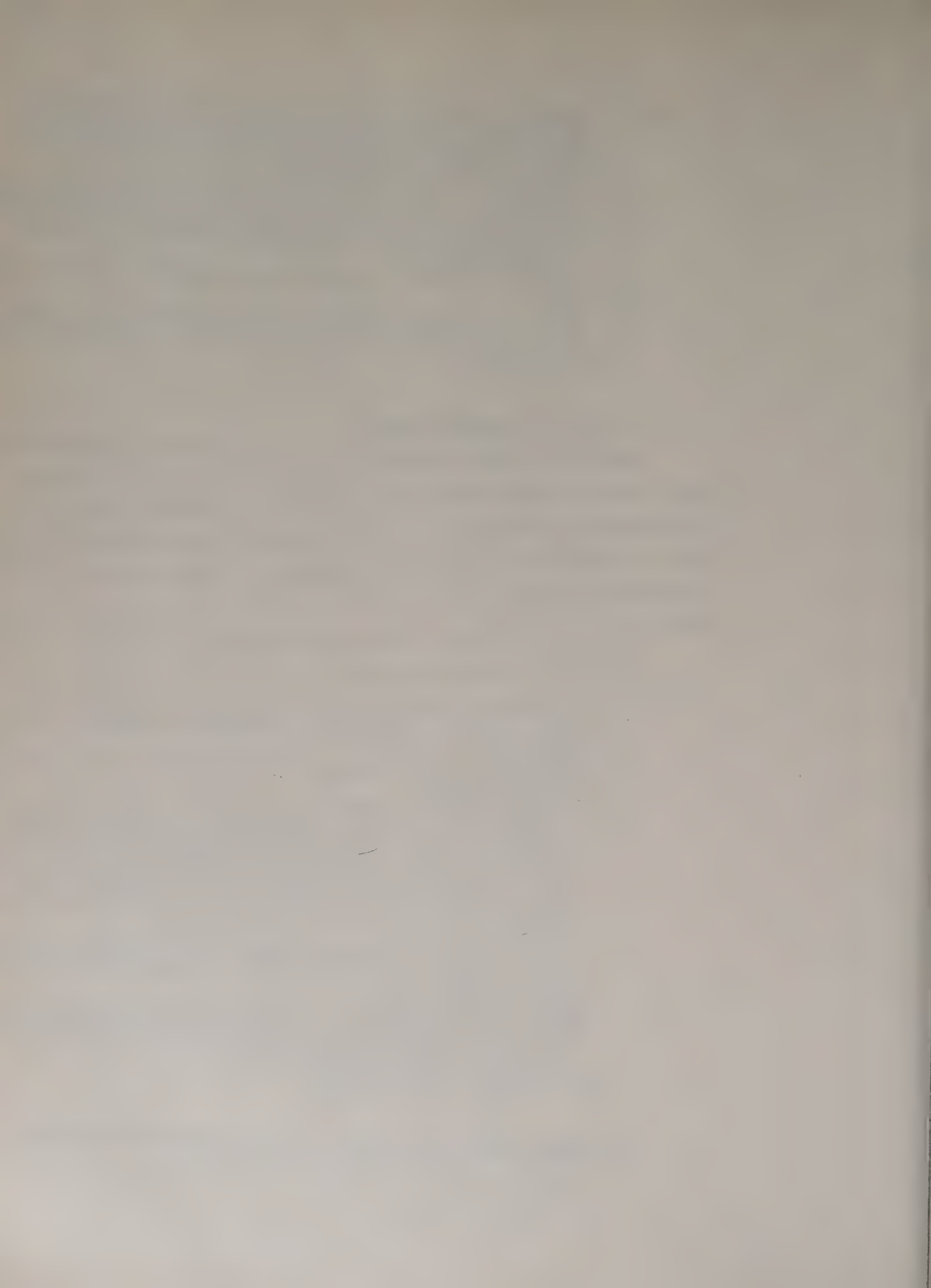
2°- Coupe du Niokolo-Koba

Nous ne donnerons qu'une description extrêmement sommaire de cette coupe qui offre beaucoup d'analogies avec celle de la Gambie. Son principal intérêt est de montrer sur sa partie est, entre la faille de bordure des Bassaris et les grès rouges, une zone de pélites jaunes ou rougeâtres qui représentent le flanc oriental du synclinal de Youkounkoun.

Partant du campement de Niokolo-Koba et nous dirigeant vers l'aval, on observe successivement :

- 1 - Des schistes verdâtres de la série des Bassaris.
- 2 - Après la faille, des pélites jaunes ou rougeâtres très redressées et étirées.
- 3 - Des grès rouges ou blancs contenant parfois des passées conglomératiques.
- 4 - Des argilites rougeâtres ou verdâtres, et des pélites.
- 5 - Des tufs acides et des cinérites; le contact entre cette formation et les pélites et argilites du niveau 4 se voit bien à la hauteur du marigot Kossi-Kossi; ces deux termes sont en parfaite concordance, on note une zone où ils sont imbriqués. Les tufs sont en amont-pendage des argilites, donc à leur base.
- 6- Après une faille s'observe, sur 5 km, un granite orienté assez hétérogène pouvant varier de la granodiorite à un granite leucocrate.
- 7- Après une autre faille, on passe à un complexe comportant des dellénites, des andésites, des tufs. Ces roches par étirement passent progressivement à :
- 8- la série de la Koulountou.

Ces deux coupes permettent de tirer diverses conclusions :



- La série de Youkounkoun a été plissée mais dans son ensemble elle correspond à un synclinorium.
- Le flanc est de cette grande structure est recoupé par une faille qui la sépare de la série des Bassaris ; la plupart du temps les termes de base du flanc oriental sont absents, ce n'est que dans la région du campement de Niokolo-Koba qu'on peut les observer.
- Le coeur du synclinorium est formé de grès blancs.
- Vers sa base la série passe en concordance à un complexe volcanique acide qui peut contenir un " môle " de granite.

Un examen des feuilles au 1/200 000 Kédougou, Tambacounda, Youkounkoun, Dalafi, permet de se faire une idée de la répartition des différents éléments de la série.

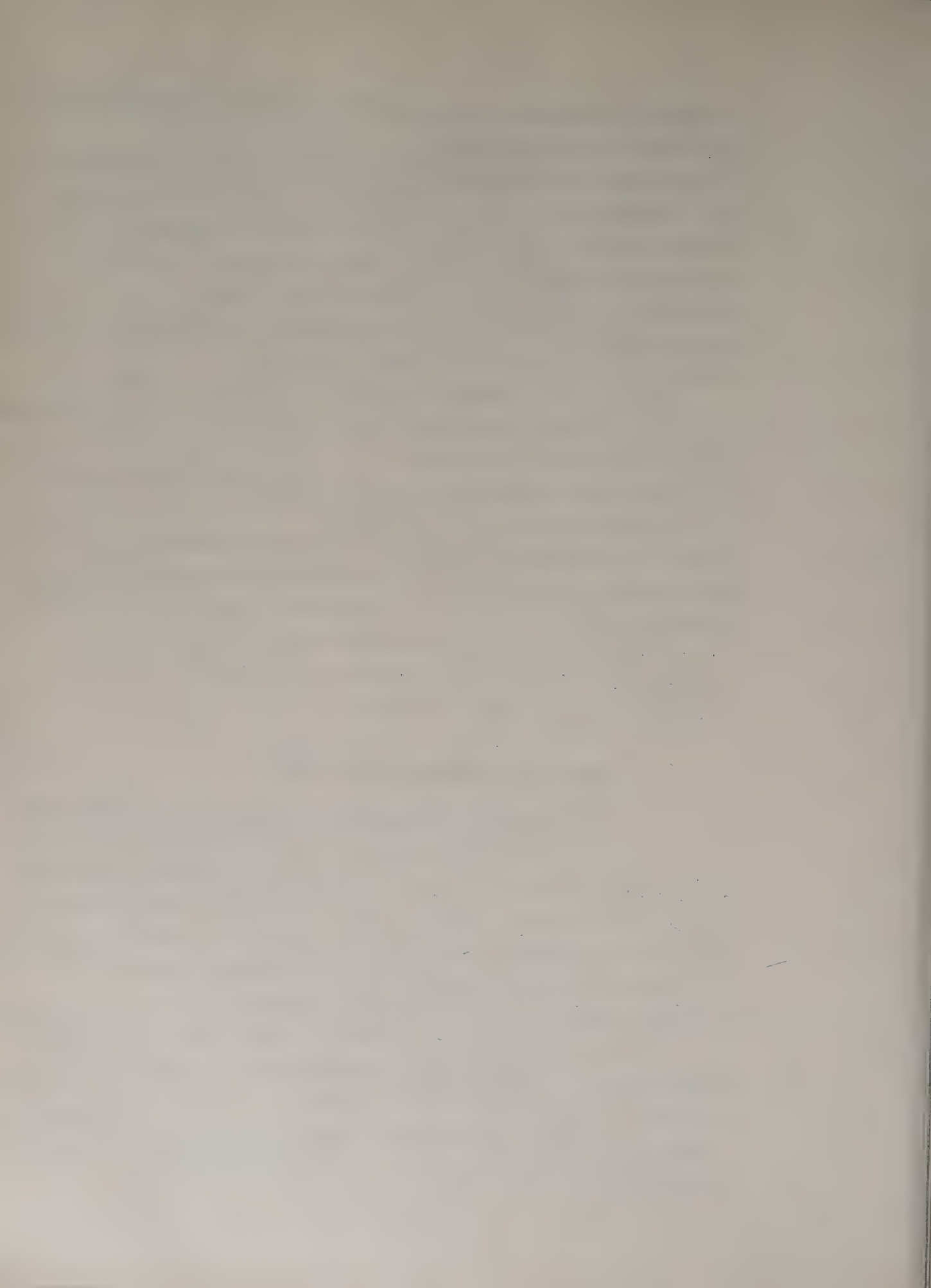
- Les grès blancs forment des massifs allongés sur un axe N-E, ils sont isolés au milieu des grès rouges.
 - Ceux-ci constituent en superficie l'élément dominant de la série.
 - Le complexe volcanique de base s'observe, non seulement sur la Gambie et le Niokolo-Koba, mais également, sur la rivière Tominé où il forme un massif arrondi entouré par les grès rouges.
- E. MACHENS (1958) a pu y reconnaître des tufs, des rhyolites, et même de petits noyaux de granite orienté.

C - DESCRIPTION GENERALE DE LA SERIE

1° - Le complexe volcanique de la Gambie et du Niokolo-Koba

Ce complexe est hétérogène ; lorsque les affleurements sont suffisamment nombreux, on peut observer des alternances extrêmement rapides entre roches effusives et pyroclastiques. Une tectonique cassante très intense vient encore compliquer les choses : nous avons pu mettre en évidence un certain nombre de failles orientées N-E, dont certaines se suivent sur plus de 25 kilomètres.

D'une façon générale il semble que les roches pyroclastiques soient les plus répandues sur la périphérie de ce complexe acide ; souvent, elles forment une ceinture entre les faciès effusifs et le reste de la série de Youkounkoun. Rappelons que la concordance entre ces roches pyroclastiques et les roches sédimentaires a été observée



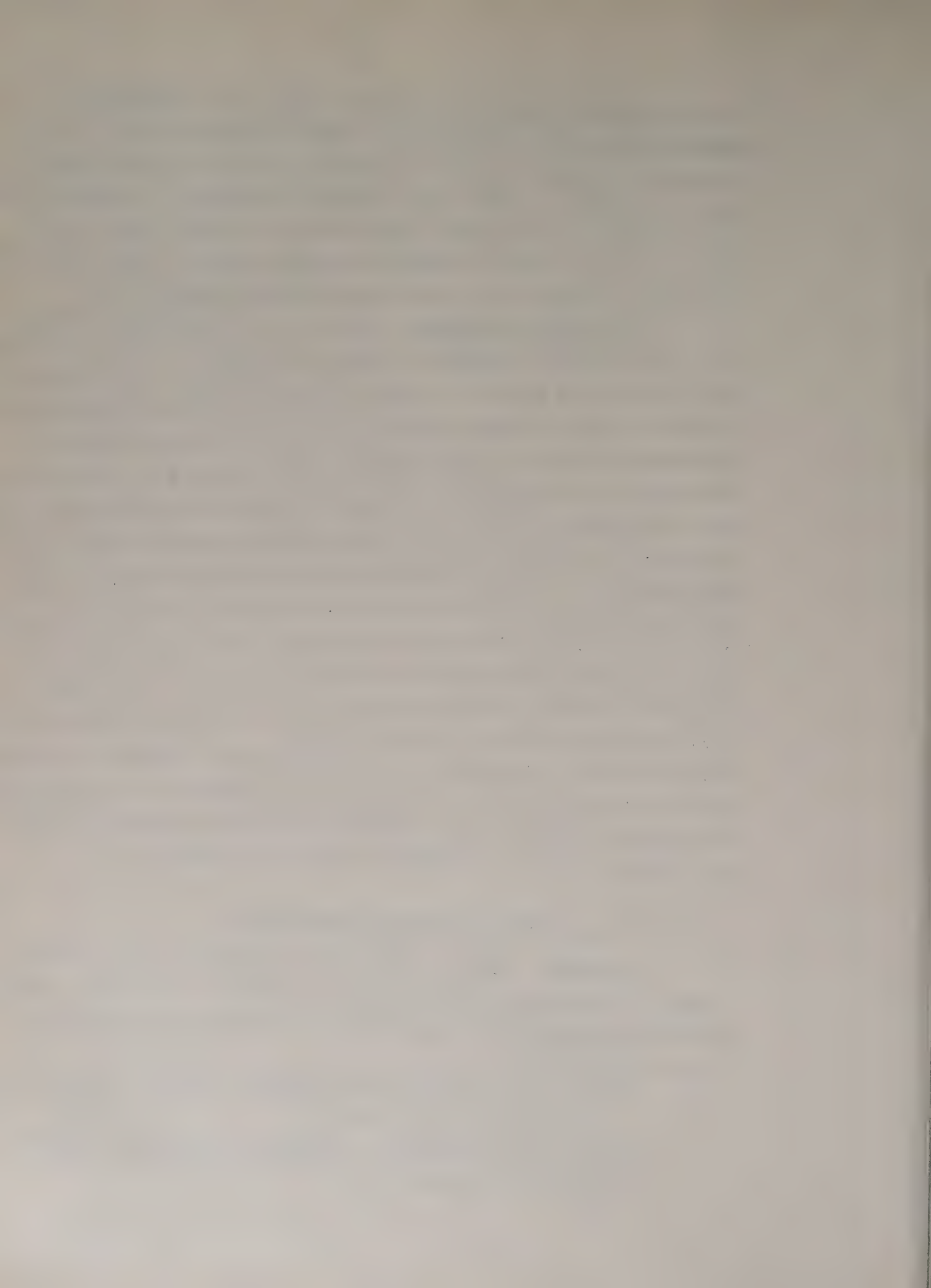
en deux endroits. Certains panneaux de tufs pris à l'intérieur du complexe doivent leur position à un effet de la tectonique : le cas est particulièrement net pour le panneau de tufs de la mare d'Oudiourou (L: 13°09, l : 12°59) qui possède une structure synclinale dont j'ai pu observer la fermeture vers le Nord. Il semble donc que, en plus de nombreux niveaux tuffacés intercalés avec les faciès effusifs, le complexe possédait une couverture de roches pyroclastiques.

- Le problème du granite : lors de la description des coupes nous avons signalé la présence au milieu du complexe volcanique acide, d'un granite qu'à partir d'ici nous désignerons sous le nom de granite du Niokolo-Koba. Il forme une masse allongée N-E d'une quarantaine de kilomètres de long sur 8 kilomètres de large. Vers le N-O il est limité par une faille pentée de 50° environ vers le N-O. La pétrographie de ce massif est assez hétérogène ; signalons dès maintenant qu'il s'agit d'un granite orienté assez irrégulièrement suivant la direction générale du massif. Les relations de ce granite avec le complexe volcanique sont assez difficiles à voir en raison des mauvais affleurements d'une part, et des nombreuses failles qui le limitent d'autre part. Nous avons tout de même pu observer un contact au N-NE du gué M'Pantié : d'après l'étude au microscope le granite aurait été traversé par une dellénite du complexe acide. Il semble donc que l'on puisse éliminer l'hypothèse d'un complexe éruptif groupant les roches volcaniques et le granite et admettre, au contraire, que ce dernier représente un témoin du socle remonté sous forme de môle à la faveur des plissements qui ont affecté la série de Youkounkoun.

2°- Le complexe volcanique de la Tominé

E. MACHENS (1958) en étudiant les rhyolites de la rivière Tominé (République de Guinée) avait pu observer sur cette rivière entre les confluent de la Maraoui et du Doussoussou, c'est-à-dire du Nord vers le Sud :

- Grès rouges feldspathiques à pendage variable le plus souvent assez fort (50 à 80°)
- Conglomérat polygénique contenant des galets de rhyolites, granite et " jaspes ".



- " Jaspes falémiens " sur lesquels subsistent des lambeaux de conglomérat.

- Rhyolite.

De plus, dans les environs de Sarangani cet auteur a observé de petits massifs de granite orienté dans lequel les rhyolites semblent être intrusives : en fait l'étude du contact ne permet pas d'être affirmatif, par contre le gisement de la rhyolite (souvent en filons dans le granite) suggère que cette roche est la plus récente.

- D'après les lames minces faites postérieurement à cette étude, il semble que les "jaspes falémiens" soient des roches analogues aux cinérites et aux silexites du gué de M'Pantié⁽¹⁾. Nous aurions donc sur la Tominé un complexe effusif acide de même type que celui observé sur la Gambie et le Niokolo-Koba ; le granite serait également un témoin du socle.

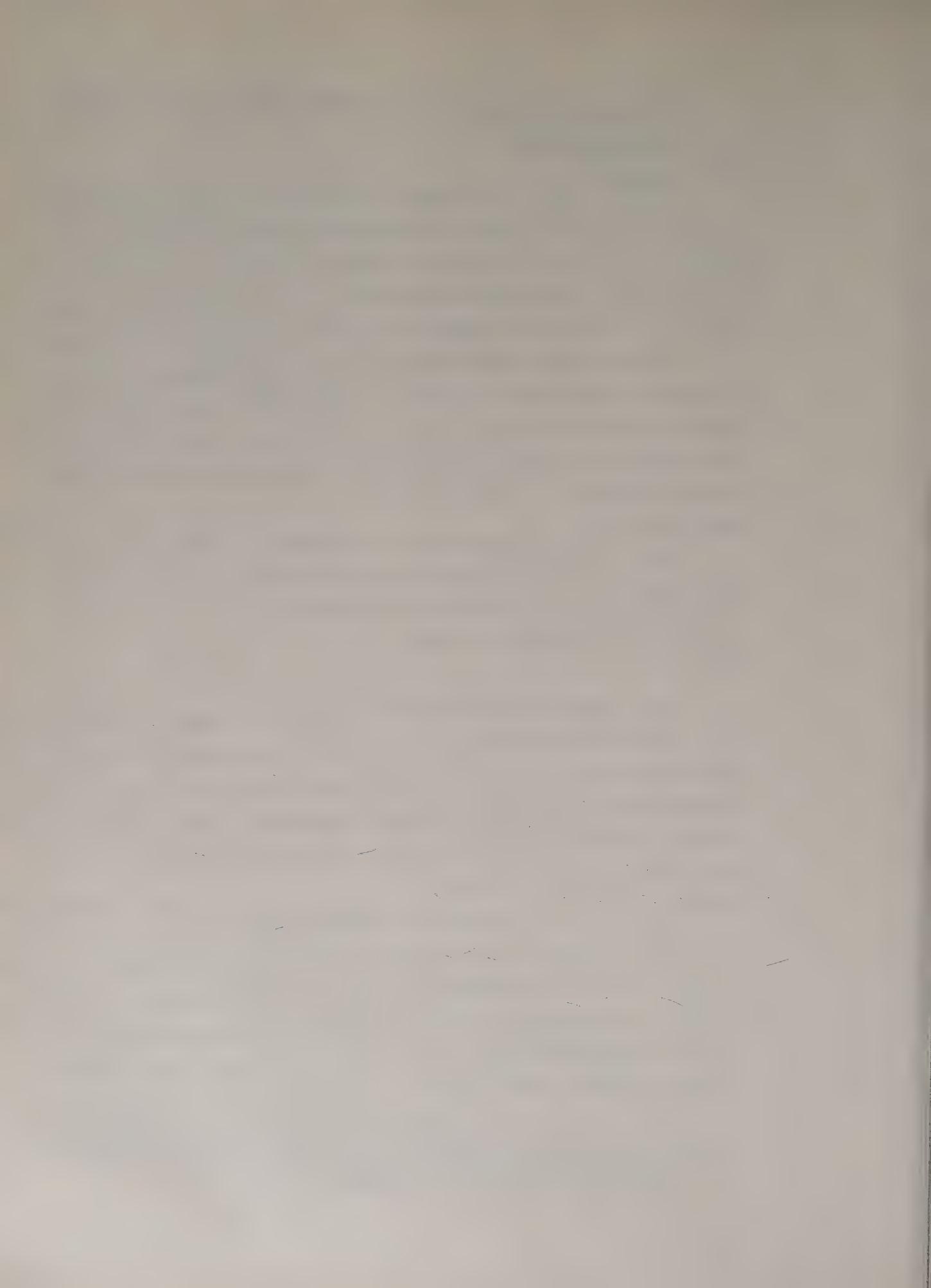
Nous remarquerons avec E. de CHETELAT (1933) que ce système volcanique de la Tominé occupe la partie centrale d'une voute anticlinale séparant les grès blancs du Badiar de ceux de Dombiagui, qui appartiennent au synclinal bowé.

3° - Les pélites et les argilites

Ces roches surmontent en concordance le complexe volcanique de base. Il s'agit d'un ensemble de roches à granulométrie très fine mais d'aspect assez hétérogène : elles peuvent avoir des couleurs très variées : jaunâtres, vertes, beiges, rougeâtres. D'une façon générale les faciès les plus répandus sont les argilites ou les pélites argilleuses rougeâtres ou beiges.

Aux abords du complexe volcanique, elles peuvent contenir des bancs de grauweekes, tufs et microconglomérats. Nous avons pu voir, dans la coupe de la Gambie, qu'elles contiennent des galets schisteux en aval de M'Pantié; on peut se demander s'il ne s'agit pas d'une argile à blocs équivalente à la tillite des séries de Mali et de la Falémé. Le fait que les galets soient relativement bien classés et

(1) Le conglomérat polygénique qui surmonte ces cinérites serait donc le conglomérat de base des grès rouges : ainsi les pélites et argilites manqueraient totalement à cet endroit.



et qu'ils soient d'origine schisteuse ou pélitique rendent cette hypothèse peu probable : il s'agit vraisemblablement d'une passée à "galets mous".

4°- Les grès rouges

La coupe de la Gambie nous montre que vers leur partie supérieur les pélites et argilites passent aux grès rouges. Ce passage est progressif et s'effectue avec de nombreuses réccurences. Sur le Niokolo-Koba la coupure serait plus nette; entre les pélites et les grès rouges, on observe une passée de grès blancs contenant fréquemment des niveaux à galets diffus. Ce banc gréseux a un faciès analogue à celui observé au milieu des pélites en amont du gué de M'Pantié.

Les grès rouges constituent l'élément le plus important de la série de Youkounkoun. Leur couleur rouge ou brunâtre, leur aspect tendre, leur grain en général assez fin mais pouvant varier rapidement, leur donnent ~~un~~ aspect tout à fait caractéristique ⁽¹⁾. Ils sont parcourus par de nombreuses diaclases; sur l'affleurement, lorsque la granulométrie est homogène, il est souvent difficile de distinguer le plan de stratification des plans de diaclases (voir photo 1, planche VIII). D'une façon générale il semble que les grès soient plus fins à la base qu'au sommet. Signalons enfin que dans les grès rouges on trouve assez rarement d'ailleurs quelques passées conglomeratiques diffuses à galets de quartz.

Ces grès rouges font partie des " grès du Boundou " définis par mes prédécesseurs.

5°- Les grès blancs

Lors de l'étude de la coupe de la Gambie, nous avons signalé aux environs de Banharé une structure synclinale formée par des grès blancs; ces mêmes grès forment d'autres synclinaux, ceux du Badiar et de Dalaba, qui, avec le précédent, forment un axe orienté NE 40°.

(1) En montant vers le Nord, il semble que les grès perdent leur couleur rouge et deviennent plus siliceux ; nous retrouvons ici le même phénomène que nous avons signalé lors de l'étude des grès rouges de la série de la Falémé.

Nous décrirons rapidement chacune de ces structures :

- Les grès de Banharé :

L'examen de la carte permet de constater que ces grès blancs forment une structure synclinale assez complexe; la partie occidentale, la moins tectonisée constitue un synclinal qui, au Sud, semble couché vers l'Ouest, alors que vers le Nord, il semble simplement légèrement déjeté dans cette direction. Sur son flanc est deux failles délimitent un compartiment où les pendages sont, soit dirigés vers l'Ouest, soit subverticaux. L'étude des photos aériennes permet de distinguer des structures fermées : on ne peut dire s'il s'agit de synclinaux ou d'anticlinaux. A son extrémité N-E il semble que cette bande s'étale et on peut observer des pendages quelquefois inférieurs à 50° dirigés vers le N.O.

Les grès blancs qui forment cette structure sont plus durs que les grès rouges qui les entourent aussi sont-ils légèrement en relief. Il semble également qu'ils servent de réservoir à une nappe souterraine : on note de nombreuses sources autour de la structure.

- Les grès de Dalaba :

Ces grès forment un plateau aux bords assez marqués sauf sur sa partie nord où ils s'ennoient doucement sous la latérite. La piste Sambaillo-Simenti les traverse un peu au-dessus du village de Dalaba ; un examen de la carte permet de constater qu'ils forment une structure assez particulière : vers le Sud elle est limitée par une double faille. Ces deux accidents délimitent des masses gréseuses distinctes. On remarquera que, d'après les contours et l'orientation des pendages, ces deux masses semblent constituer la moitié Nord d'un synclinal dont la partie sud aurait disparue. Ce fait suggère l'hypothèse suivante : au départ existait un synclinal de grès blancs; cette structure est affectée par une double faille qui remonte en gradins les fragments ainsi découpés. Le compartiment sud est le plus relevé, il est complètement enlevé par l'érosion, le compartiment central est fortement réduit, le compartiment nord est mieux conservé. Le décalage entre ce compartiment et celui qui le borde au Sud peut s'expliquer simplement par le jeu des failles verticales. On peut penser aussi que ces failles ont pu rejouer

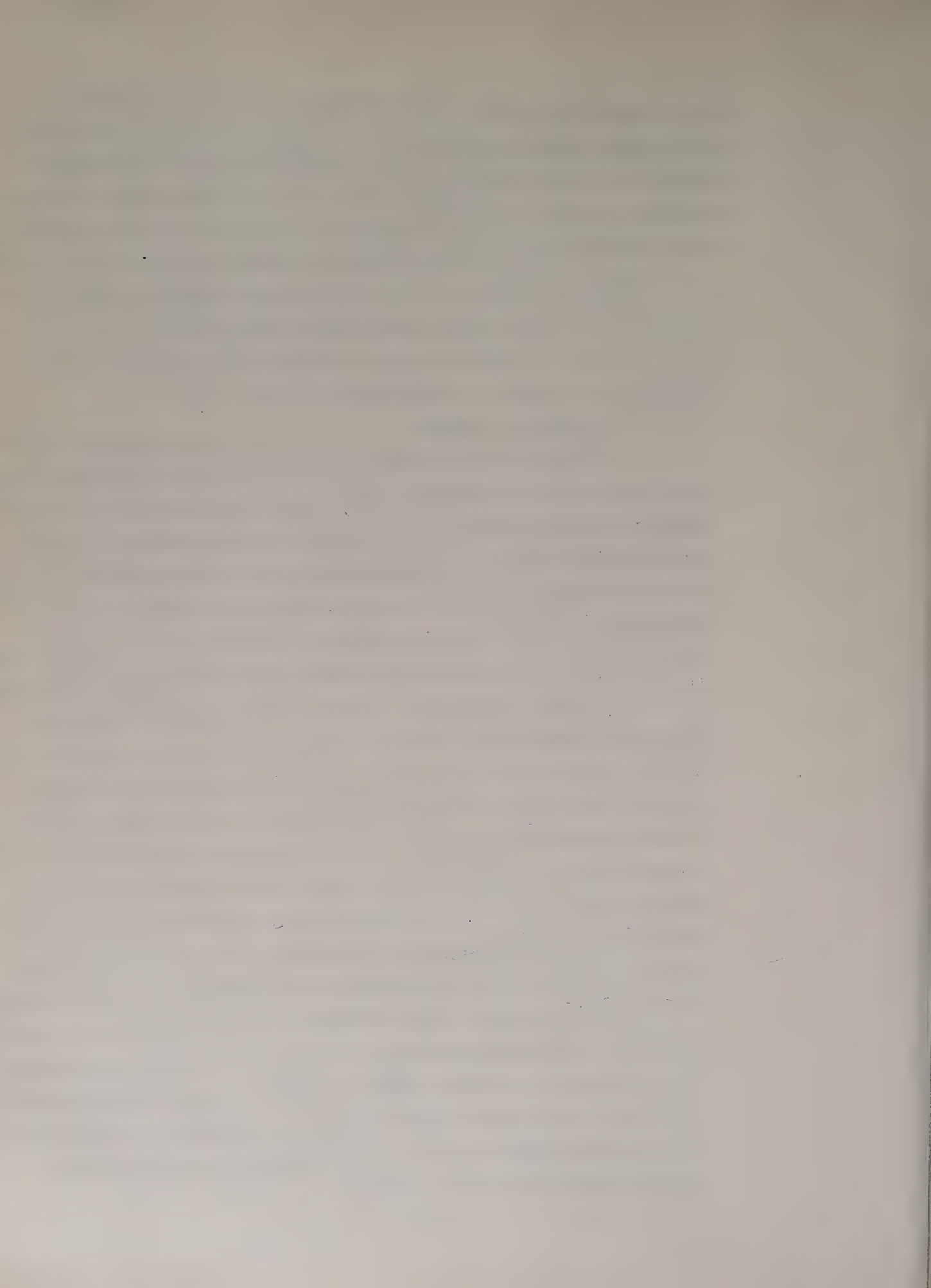
dans le sens horizontal : nous n'avons pu rassembler assez d'éléments pour trancher cette question. Quoiqu'il en soit, les observations faites au sujet des grès de Dalaba prouvent qu'une phase tectonique cassante importante a eu lieu dans cette région, où les rares affleurements de grès rouges ne la laissaient pas soupçonner.

Vers l'extrémité Nord-ouest des grès, nous avons pu approcher à une centaine de mètres le contact des grès blancs et rouges. Il semble qu'en se rapprochant des seconds, les premiers deviennent plus grossiers, on note l'apparition de passées conglomératiques contenant des galets de rhyolites et de quartz blanc.

- Les grès du Badiar :

Ils forment une structure synclinale correspondant à un plateau de 40 x 15 km, possédant une forme vaguement elliptique orientée Nord-est. Les pendages sont de l'ordre de 10 à 15° sur le flanc sud et varient de 5 à 30° sur le flanc nord. En général le sommet du plateau domine la plaine environnante d'une cinquantaine de mètres sauf au Sud-ouest où les grès s'ennoient doucement, et au Sud-est où un système de faille remonte le sommet du plateau jusqu'à la cote 500. A cet endroit la hauteur de commandement atteint 400 m.

Les grès, analogues à ceux de Dalaba et de Banaré, sont relativement homogènes : ils ont un aspect siliceux, le grain est moyen, la couleur est blanche. Ils débitent en bancs de 20 à 50 cm et on y note souvent des stratifications entrecroisées. On peut observer également des grès quartzites roses, des grès à petites taches noires (oxyde de fer), et des grès à plaquettes très fins. Enfin, depuis Saréboïdo jusqu'à Marou, nous avons pu suivre au pied de la falaise un conglomérat dont la puissance très variable pouvait atteindre une dizaine de mètres. Les galets bien roulés sont constitués par du quartz blanc ou rougeâtre, des rhyolites et des roches vertes. Cette formation repose sur des grès analogues à ceux qui les surmontent. Il s'agit donc d'un conglomérat intra-formationnel. A 12 km à l'Est de Saréboïdo (dans la zone relevée par les failles) il existe à mi-hauteur, juste au-dessus des éboulis, un conglomérat de trois mètres de puissance qui semble également interstratifié dans les grès. S'agit-il du même banc ?



C'est probable mais non certain : la différence d'altitude pourrait correspondre au rejet des failles.

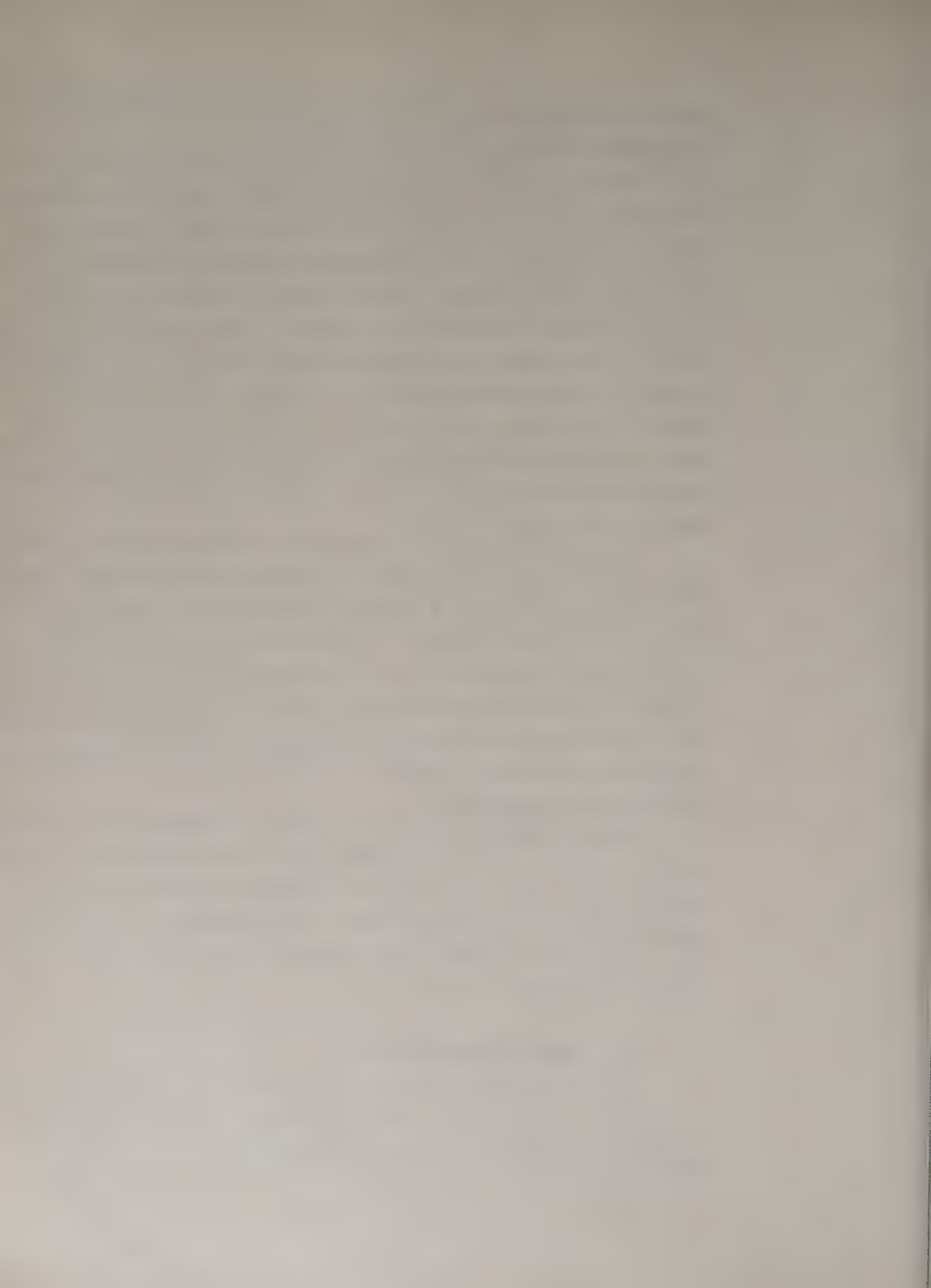
On peut rapprocher ces niveaux conglomératiques de ceux observés dans les grès de Dalaba près du contact avec les grès rouges. Autour du plateau de Banharé, ceux-ci n'ont pu être observés par suite de la présence d'une épaisse couche de sable provenant de la destruction des grès blancs. Dans la zone surélevée, des éboulis puissants cachent la base de ces derniers. Dans ces conditions l'assimilation des niveaux conglomératiques de Dalaba à ceux de Saréboïdo et Marou est hypothétique ; on peut admettre que les grès rouges sont situés à proximité de ces derniers : ils se localiseraient donc juste au niveau de la plaine, sauf, dans la zone sud-est où ils auraient été soulevés et où leur toit arriverait à peu près à l'altitude du sommet des éboulis.

L'examen de la carte Youkounkoun permet de constater qu'au Sud du plateau du Badiar se trouve un autre plateau de grès blancs, dont la bordure nord est à peu près symétrique par rapport à un axe est-ouest de celle du Badiar : il s'agit des grès de Dombiagui ; leurs pendages sont dirigés vers le Sud ou le Sud-ouest. Les grès de Dombiagui et de Badiar sont séparés par une zone anticlinale dont le coeur est occupé par les rhyolites de la Tominé : l'identité entre les grès de Badiar et de Dombiagui est établie par des arguments pétrographiques et tectoniques.

Nous n'étudierons pas ici les grès de Dombiagui qui appartiennent au synclinal bowé (P. LEGOUX, 1939) nous retiendrons toutefois le fait qu'ils sont recouverts en concordance par des schistes à graptolithes du Gothlandien moyen : nous avons là une limite supérieure pour l'âge de nos séries, qui, rappelons-le, sont par ailleurs rigoureusement azoïques.

D - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous étudierons dans ce paragraphe la pétrographie des différents termes de la série de Youkounkoun et, le cas échéant, nous essaierons d'en définir le mode de formation.



Comme cela a été fait dans les chapitres précédents, nous commencerons par les termes de base.

1° - Le granite du Niokolo-Koba

Bien que ce granite ne fasse pas vraiment partie de la série puisque nous avons vu qu'il appartenait probablement au socle, nous l'étudierons cependant ici, pour ne pas le séparer de son contexte de terrain.

Ce "granite" ne constitue pas, pétrographiquement, un massif homogène : il peut varier du granite akéritique à une diorite. La répartition de ces faciès est très irrégulière : il ne semble pas y avoir plusieurs venues mais passage continu d'une catégorie de granite à un autre. Les phénomènes d'endomorphisme doivent jouer un rôle important dans ces différenciations : On note en particulier que lorsque le granite a un aspect dioritique, il contient souvent des enclaves de roches verdâtres (anciens andésites ou dolérites).

Le granite a subi d'importants efforts tectoniques : il apparaît très diaclasé ; dans ces fractures et en particulier aux endroits où il a une tendance dioritique, on peut observer des filonnets d'épidote. La légère orientation N-E qu'il possède ne semble pas être en liaison avec la cataclase.

Au microscope l'hétérogénéité du massif apparaît bien :
-éch. 423 - L.M. 23618 (2 km aval du gué de M'Pantié).

Structure grenue légèrement cataclastique.

- Quartz xénomorphe en général.
- Plagioclases assez altérés (abite-oligoclase).
- Microcline, aspect insinuant, moule la plupart des autres minéraux.
- Biotite en voie de chloritisation (pennine).
- Muscovite très rare.
- Sphène.
- Calcite : ce minéral est épars dans toute la lame mince, il peut se concentrer en petits filonnets avec de l'épidote.

Une analyse chimique faite sur cet échantillon (voir tableau II hors texte) montre qu'il s'agit d'un granite akéritique.

- L'échantillon 1353 (L : 13°01, l : 13°09) où a été taillée la L.M. 25978, est une roche de teinte assez sombre.

Au microscope on observe une structure grenue avec plagioclases très altérés, quartz groupé en petits nids, épidote, hornblende verte.



Bien que les plagioclases n'aient pu être identifiés, il semble s'agir d'une diorite^a amphibole.

D'une façon générale les faciès akéritiques sont les plus répandus.

2°-Le complexe volcanique de base

Ce système éruptif comprend comme nous l'avons déjà exposé, des roches pyroclastiques et des roches effusives.

- Roches effusives :

La L.M. 23177, taillée dans l'échantillon 444 (L: 13°08, 1 : 13°03) montre au microscope :

Structure microgrenue porphyrique.

- Grands cristaux automorphes de plagioclases (oligoclase acide), et de quartz avec "golfs de corrosion" ; certains de ces cristaux peuvent être cassés.
- Biotite chloritisée.
- Pâte très fine, microcristalline, en voie de recristallisation; une ébauche de structure fluidale est encore visible. Un peu de séricite et d'épidote parsèment cette pâte.

L'analyse chimique de cet échantillon (voir tableau II hors texte) indique qu'il s'agit d'une rhyolite calco-alcaline ; l'orthose n'étant pas exprimée, on peut appeler cette roche dellenite calco-alcaline. Sur le terrain a un aspect de rhyolite.

Certaines roches qui, sur le terrain, avaient l'aspect de microgranite rose, se sont révélées être également des roches effusives. L'échantillon 433 bis (2 km en aval de M^ePantié) montre au microscope :

Structure microlitique porphyrique avec traces de cataclase.

- Gros plagioclases automorphes (albite basse température, $2V = + 80^\circ$, indice faible), souvent groupés par deux ou trois individus.
- Quartz formant des masses ovoïdes polycristallines .
- Chlorobiotite altérée et déformée.
- Magnétite, zircon, apatite, sphène.
- Ces minéraux sont entourés par une pâte microlithique à fluidalité très accusée, formant des remous autour des grands plagioclases.

L'analyse chimique (voir tableau II hors texte) attribue à cette roche une composition de granite alcalin : il s'agit donc d'un

dellenite alcaline.

C'est dans une roche du même genre, ressemblant fortement à un microgranite que j'ai pu observer au Nord-ouest de M^e Pantié, un débit en colonnes pentagonales légèrement aplaties, représentant sans doute d'anciennes orgues.

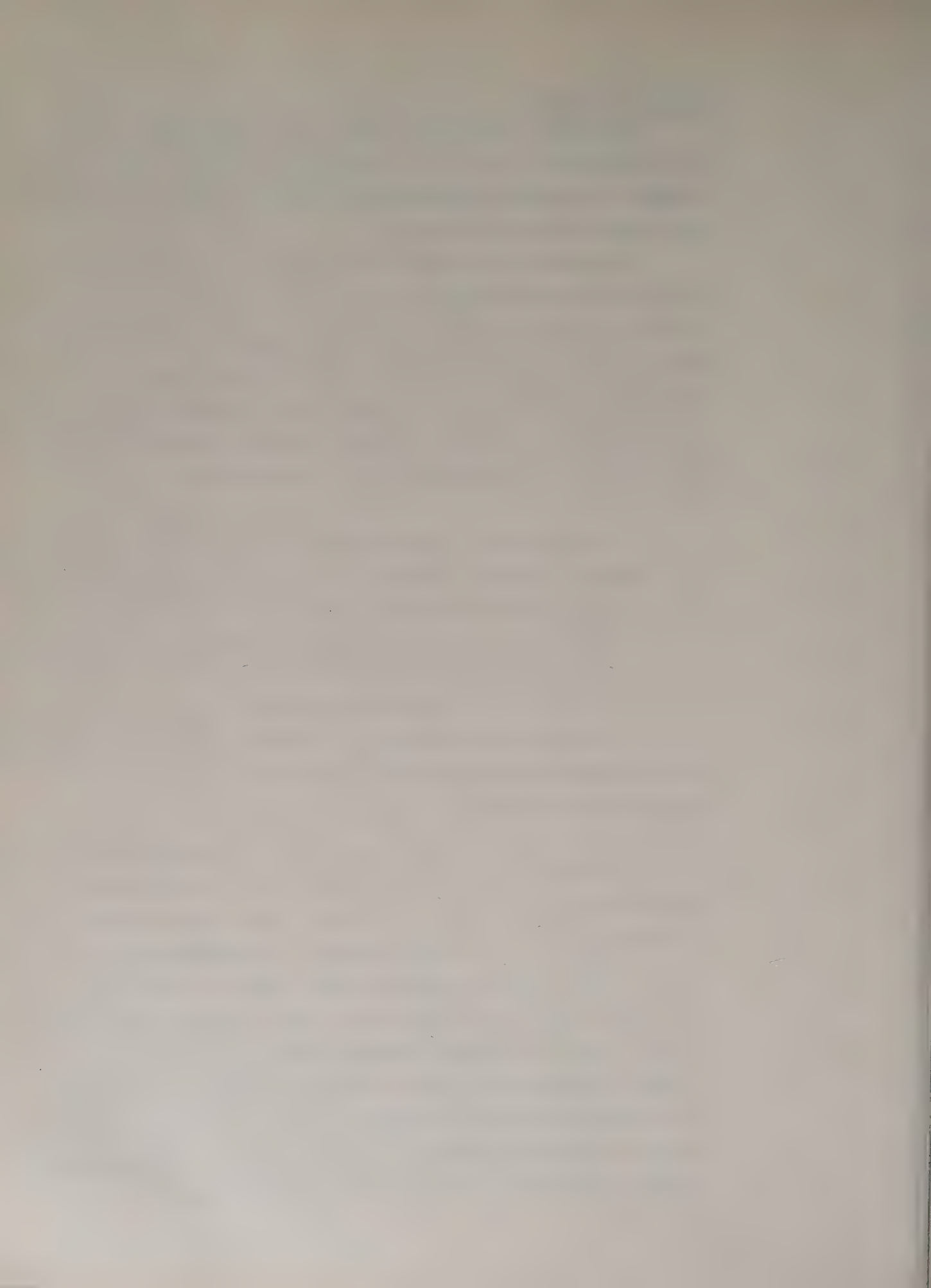
Certaines de ces dellenites semblent réellement tendre vers la structure de microgranite : c'est ainsi que dans la L.M. 23619, la pâte reliant les gros cristaux automorphes est composée de petites plages d'albite, d'aspect assez trapu mêlées à du quartz. On remarque cependant quelques sphérolites de dévitrification qui indiquent qu'une partie au moins de la pâte était vitreuse au moment de la mise en place de la roche. Il semble néanmoins que cette roche soit plus proche d'un microgranite que la précédente.

Il existe aussi des andésites : La L.M. 25814, éch. 1349, (L: 13°04, l : 13°03) montre une structure microlitique porphyrique :

- Gros plagioclases très séricitisés (andésine 45 % An).
- Augite
- Pâte microlitique à structure fluidale bien marquée; le ciment reliant les microlites semble formé d'oxydes de fer et de chlorite.
- Filonnets d'épidote et de chlorite.

Il s'agit d'une andésite : l'analyse chimique (voir tableau II hors texte) confirme cette diagnose mais souligne le caractère sodique de la roche.

La plupart des roches effusives de ce complexe sont analogues à celles que nous venons de décrire. Un trait caractéristique est l'absence totale d'orthose exprimée : parmi les nombreuses lames minces taillées dans des roches pourtant susceptibles d'en contenir, nous n'avons jamais trouvé une seule plage d'orthose ou de microcline. Il semble évident que toutes ces roches ont une tendance sodique assez nette ; la plupart d'entre elles ont, néanmoins, une teneur en K²O notable. Sous quelle forme cet élément s'est-il exprimé ? Il semble qu'au moins en partie il ait contribué à former la biotite et la séricite souvent fréquentes. Enfin on peut toujours supposer que les parties les plus finement cristallines contiennent du



feldspath potassique que nous n'avons pu identifier.

- Roches pyroclastiques :

A côté des faciès effusifs que nous venons d'étudier, le complexe volcanique renferme de nombreuses roches pyroclastiques :

- des tufs : sur le terrain ces roches grisâtres ou verdâtres se confondent très facilement avec les roches effusives du type rhyolite. Il faut une observation minutieuse pour déceler leur structure hétérogène. Au microscope la reconnaissance est plus facile :

L.M. 23781, éch. 452; L: 13°04, l: 13°02; marigot Nickolo-Koba.

Structure pyroclastique hétérogène.

- Fragments de rhyolites ou dellénites en voie de dévitrification.
- Gros cristaux à cassure conchoïdale : plagioclases, quartz, orthose.
- Pâte très fine composée de quartz, de feldspaths, de petits granules d'épidote contenant de minces trainées de séricite. Il s'agit d'un tuf acide.

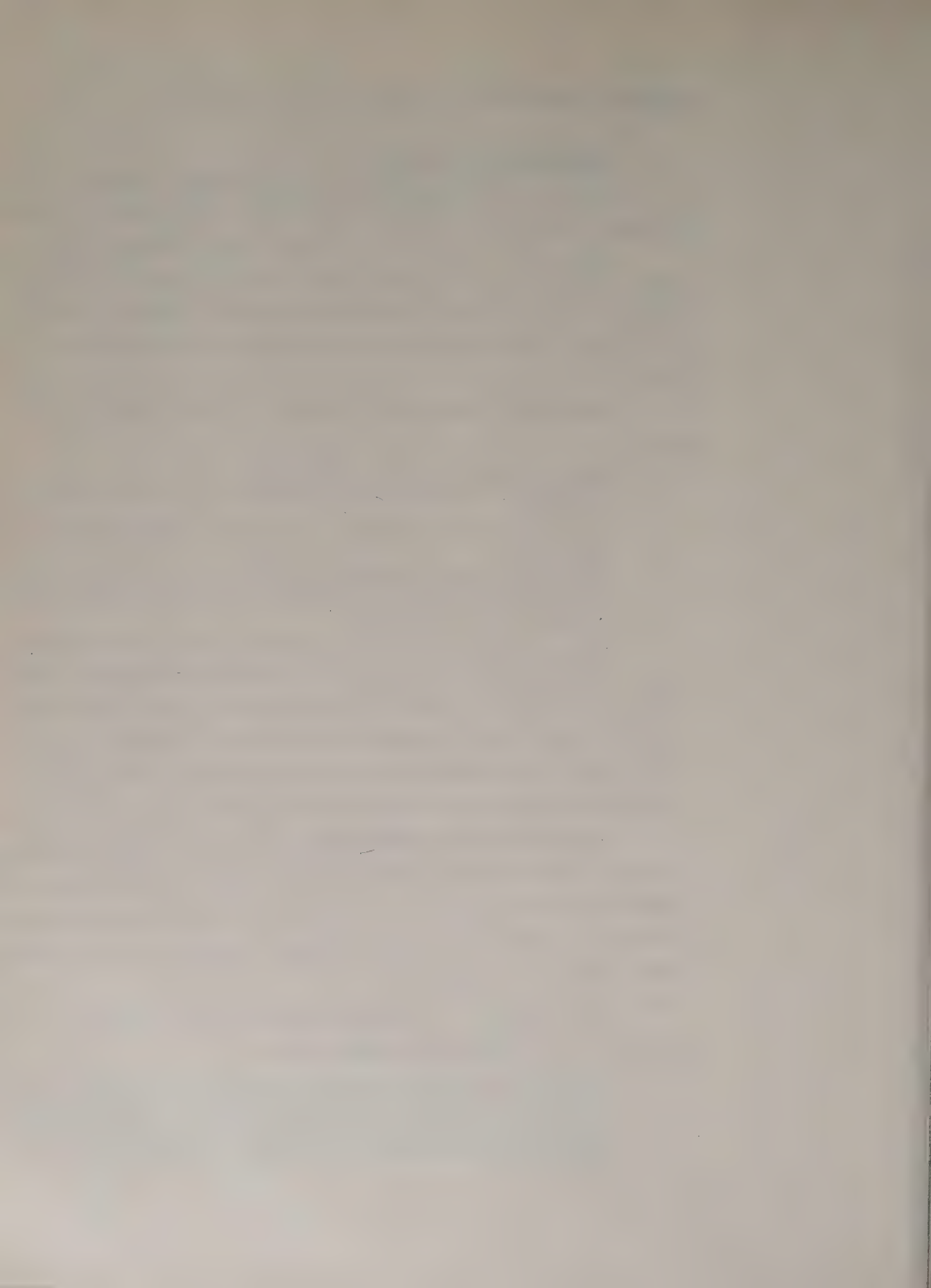
Deux remarques peuvent être faites au sujet de ces tufs :

- Ils contiennent de l'orthose : l'absence de ce minéral dans les anciennes roches effusives du complexe semble donc liée à leur mise en place plutôt qu'à la composition chimique du magma.
- Les lames minces taillées dans ces tufs n'ont jamais révélé, contrairement à ce que nous pensions, de structure d'ignimbrite.

- Des brèches ou agglomérats : Parmi ces formations, la brèche que l'on retrouve de façon constante dans la zone sud-ouest, entre les cinérites et les dellénites possède une individualité particulière : les fragments de rhyolite ou de dellénite qu'elle contient peuvent avoir des formes arrondies donnant à cette formation une allure conglomératique.

Au microscope (L.M. 23166 ; éch. 419 ; L: 13°04, l: 12°57) la structure pyroclastique paraît nette :

Une pâte formée de fragments esquilleux de quartz et de plagioclases entoure des galets ou des fragments non arrondis de dellénite, andésite, et microgranite. Un petit filonnet de quartz et d'albite en association diablastique traverse la roche.



Il est possible d'imaginer que malgré son caractère pyroclastique très net (que vient confirmer la présence du filonnet albite-quartz) une partie du matériel de la roche ait subi un certain remaniement marqué par la présence des galets.

D'autres agglomérats ont été observés interstratifiés avec des dellénites et des andésites; ils diffèrent de la brèche que nous venons de décrire par leur couleur verte et leur caractère bréchique très accusé : un examen hâtif pourrait les faire confondre avec les métaandésites de la série de Mako.

Au microscope (L.M. 23184; éch. 461 ; L : 13°02, l : 13°06) on peut observer :

- Fragments d'andésite à hornblende verte.
- Pâte comprenant : quartz, plagioclases, amphiboles, en petits fragments esquilleux.
- On note un peu de chlorite et de séricite de néoformation.

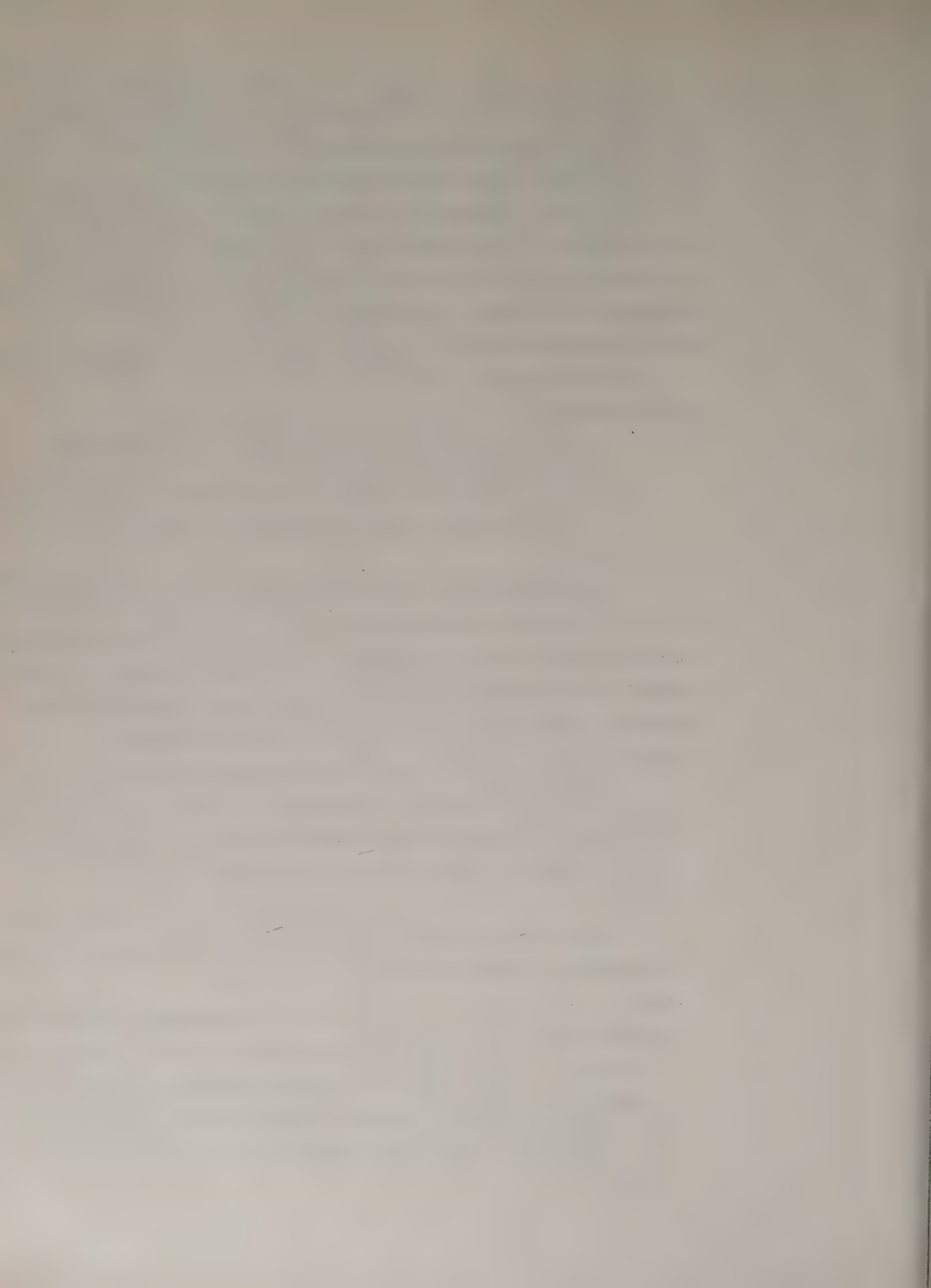
La couleur verdâtre de ces roches semble due à la présence d'amphiboles.

- Des cinérites : Ces roches peuvent être soit schisteuses, soit au contraire très homogènes; dans ce cas elles ressemblent beaucoup à des rhyolites. Au microscope le grain extrêmement fin ne permet pas de bonnes observations : on arrive cependant à distinguer des fragments esquilleux de quartz et de plagioclases pris dans une pâte très fine en voie de recristallisation.

Certaines de ces roches montrent des particularités intéressantes : l'échantillon 420 (L: 13°08, l: 12°56) renferme de petites boules allongées remplies de glauconie ; l'échantillon 1669 pris sur le Niokolo-Koba montre des textures de micro-slumping.

Rappelons très brièvement les principales caractéristiques du complexe volcanique acide dont nous venons d'étudier la pétrographie :

- Volcanisme de tendance acide : le terme dominant paraît être la dellénite, le pôle basique étant constitué par l'andésite. Nous étudierons ultérieurement le caractère chimique de ce complexe.
- Les termes pyroclastiques sont bien représentés; ceci paraît normal puisque le volcanisme acide possède un indice d'explosivité élevé.



- L'association roches effusives - roches pyroclastiques est constante; il semble cependant que ces dernières soient prédominantes sur la périphérie du complexe où elles passent en continuité aux pélites et argilites qui les surmontent.
- La continuité de leur dépôt avec les sédiments marins qui les recouvrent, la présence de figures de slumpings, l'absence d'ignimbrite, semblent indiquer que ce complexe volcanique acide était sous-marin.

3°- Les pélites et argilites

Comme nous avons pu le constater lors de la description générale, ces roches sont assez hétérogènes, la grande finesse de leur grain constitue leur caractéristique essentielle. Nous donnerons la description de deux de ces roches, une argilite et une pélite, puis nous étudierons brièvement les roches qu'elles peuvent contenir en bancs interstratifiés.

L'échantillon 430 (L: 13°11, l : 12°54) où est taillée la L.M. 23171 est une roche rougeâtre, lie de vin, talqueuse, au grain invisible à l'oeil nu. Elle se débite en plaquettes de 1 à 3 cm d'épaisseur, mais ne paraît que peu schisteuse.

Au microscope elle apparaît constituée pour sa plus grande partie, par une pâte cryptocristalline rougeâtre, semblant être formée de minéraux argileux et d'oxydes de fer. Dans cette pâte on distingue quelques petits grains de quartz et baguettes de feldspath très altéré, des lamelles blanches à extinction droite, allongement positif, biréfringence de 0,09, d'un minéral phylliteux de néoformation.

Il s'agit d'une argilite ; un diagramme aux rayons X effectué sur cette roche a montré qu'elle contenait principalement des minéraux du groupe illite-séricite , et, en moindre quantité, de la chlorite. L'illite est un minéral abondant dans les sédiments marins et lacustres; ce minéral peut être d'origine allogène : il provient alors de la destruction de roches cristallines altérées et érodées rapidement, sous un climat froid, avec dépôt dans un milieu non acide. Il peut également être de néoformation, en particulier dans un milieu où Si et K sont abondants. De toutes façons

il ne faut pas trop opposer ces deux modes de formation; G. MILLOT (1946) a montré que d'une manière générale la sédimentation argileuse est authigène par remaniement d'un matériel en grande partie alloène.

La lame mince 25807 (éch. 1372; L : 12°56, l : 13°05 ; embouchure du Kossi-Kossi) a été taillée dans une pélite interstratifiée avec les derniers bancs de tufs du complexe volcanique de base.

Au microscope on remarque l'abondance de microbancs plus grossiers renfermant surtout du quartz et des oxydes de fer. Une recristallisation orientée de séricite se produit provoquant l'apparition d'une schistosité qui recoupe la stratification.

Il s'agit d'une pélite avec début de recristallisation. Cette recristallisation permet de se rendre compte que la roche était placée à la limite du seuil du métamorphisme.

Pélites et argilites contiennent fréquemment des bancs plus grossiers; aux environs de M^e Pantié les argilites rouges contiennent des grauweekes, des microconglomérats dont les éléments proviennent du complexe volcanique de base. Il semble donc que si celui-ci a été ennoyé très tôt sous les pélites, il n'en n'a pas moins subi des remaniements semble-t-il peu importants.

En montant vers la partie supérieure des pélites et argilites, on observe des bancs gréseux très fins de couleur rougeâtre. Sur le Niokolo-Koba, certains de ces bancs montrent des ripple-marks; au microscope ces grès montrent des caractères spéciaux : grains souvent esquilleux, abondance de plagioclases, important ciment pélitique, qui les rapproche des grauweekes. Le grain moyen est de l'ordre de 50 μ . La chlorite de néoformation y est souvent abondante.

Quelques kilomètres à l'est de M^e Pantié, au milieu d'un ensemble argilites-grès rouges très fins, on peut observer, le long de la Gambie une épaisse passée de grès blancs. Au microscope (éch. 429, L.M. 23170 ; L : 13°11, l : 12°54) il est possible d'observer :

- Structure engrenée en voie de recristallisation; à l'origine les grains dont les contours peuvent encore se voir, semblaient relativement arrondis : la taille moyenne après nourrissage est de l'ordre de 100 μ ; la plupart des grains sont en quartz, quelques uns seulement représentent des microgalets de pélites ou de phanites. On note de nombreuses plages de chlorite, de néoformation.

Ces grès s'observent avec un pendage de 50° sur près d'un kilomètre le long de la piste qui suit la rive droite de la Gambie; à leur mur ils passent progressivement aux pélites; le contact à leur toit n'a pas été vu. Les affleurements discontinus ne permettent pas de savoir s'il s'agit d'une passée gréseuse monoclinale ou, au contraire, d'une structure isoclinale correspondant à un synclinal gréseux pincé dans les pélites.

4°- Les grès rouges

Assez hétérogènes dans le détail, cette formation possède dans son ensemble une grande unité. La granulométrie peut varier rapidement du grain fin au grain moyen (voir photo 2, planche VIII)

Au microscope ces grès présentent des caractères assez particuliers

- lame mince 26940 ; éch. 1671; L: 12°58, l: 12°50.

- Structure détritique.
- Grains de quartz (50 % environ), plagioclases, microcline (rare), roches phanitiques très fines.

Ces grains sont mal classés et peu arrondis.

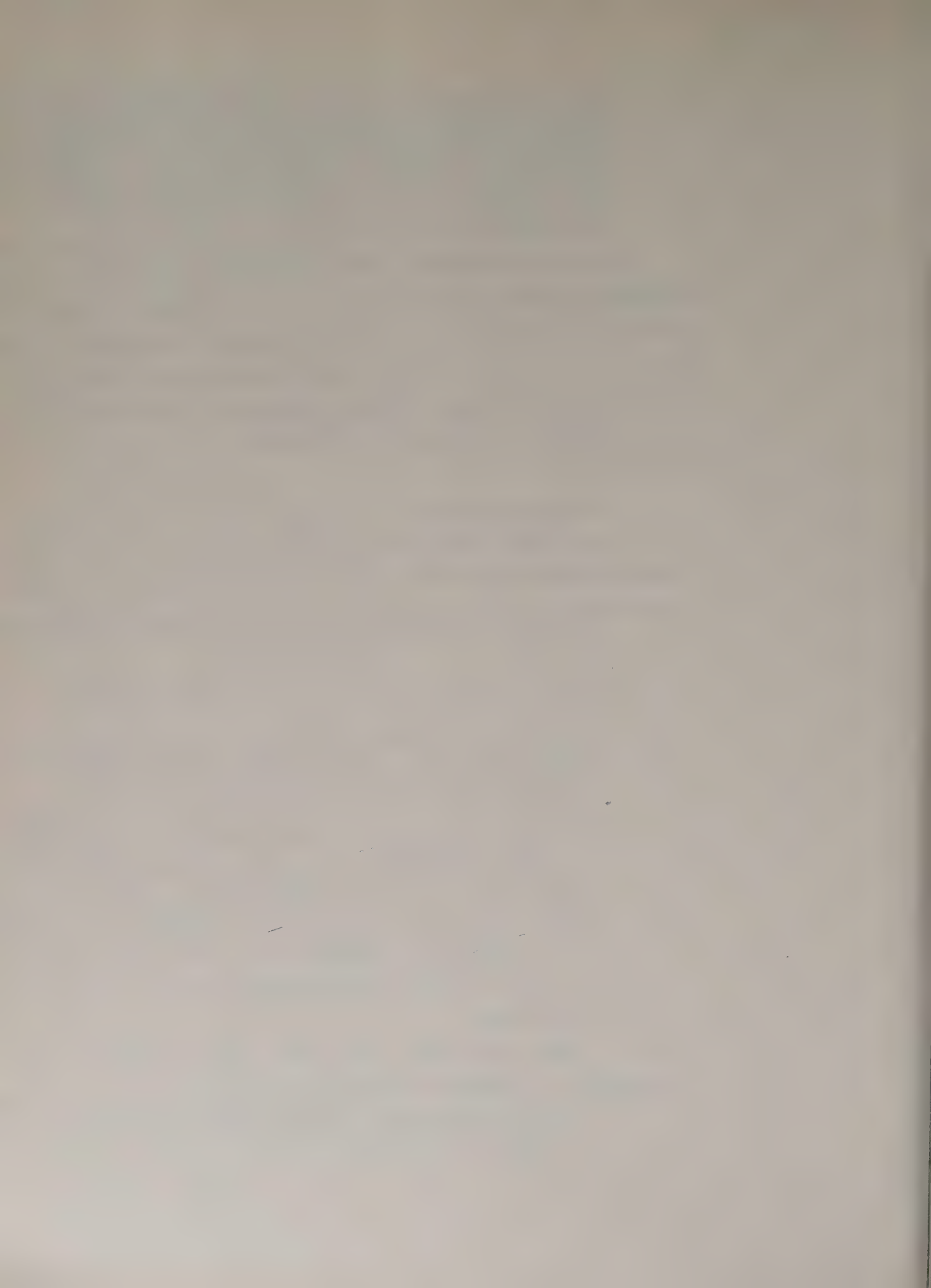
D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
500 μ	200 μ	50 μ		0,7	0,5	0,3		0,5	0,1	0,1	

- Ces grains sont cimentés par des minéraux argileux et des micas détritiques. On remarque que des oxydes de fer forment une mince pellicule autour des grains : lorsqu'il y a recristallisation de quartz la pellicule est englobée par ce minéral de néoformation (voir photo 3, pl.VIII).

Il s'agit d'un grès feldspathique possédant certains caractères de grauwackes.

- lame mince 21603 (éch. 5; L: 13°20, l: 12°39) montre des caractères de grauwackes encore plus marqués:

- Le ciment pélitique est plus abondant ; on note de petits fragments de rhyolite et andésite.



Granulométrie et morphoscopie sont comparables à la lame mince précédente :

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
200 μ	150 μ	50 μ		0,7	0,5	0,3		0,9	0,3	0,1	

Ces grains sont également souvent entourés par une pellicule d'oxyde de fer; on note une recristallisation assez poussée affectant même les plagioclases et le microcline.

Il s'agit d'un grès feldspathique fin tendant vers la grauwacke.

La couleur rouge de ces grès, qui semble due aux pellicules d'oxyde de fer entourant les grains, apparaît comme une caractéristique d'un dépôt en milieu oxydant. Le fait que la granulométrie soit irrégulière, que les grains soient peu arrondis, indique que le matériel de ces grès, provenant de la destruction de roches diverses (dont des granites comme le prouve la présence du microcline) était sédimenté rapidement sans avoir le temps d'être classé et usé par un long transport.

Un article récent de G. MILLOT, J. PERRIAUX et J. LUCAS (1961) fait le point sur les conditions de formation des grès rouges : les auteurs concluent que ces grès correspondent à des épandages détritiques sur de grandes surfaces et de grandes épaisseurs aux époques de démolition des chaînes de montagnes; cette démolition se serait effectuée sous les conditions climatiques spéciales situées à égale distance entre un climat désertique et un climat latéritique de forêt : il nécessiterait une alternance de saisons sèches et humides comme on les observe dans le climat soudanien actuel. Les auteurs insistent sur le fait que le pigment rouge d'oxyde de fer s'est déposé en même temps que le grain et qu'il ne s'agit pas d'un phénomène diagénétique venant affecter des sédiments déposés depuis un certain temps.

Nous avons observé effectivement dans nos grès rouges que l'oxyde de fer constituait une pellicule autour de chaque banc : elle devait donc exister au moment du dépôt. Par contre, il nous semble peu probable que les grès rouges du Sénégal oriental soient des formations continentales : l'absence de stratifications entrecroisées, la présence de ripple-marks (qui ne peuvent être d'origine éolienne en raison de la nature du matériel gréseux) semblent

indiquer que les grès se déposaient dans un milieu marin peu profond.

Les relations de ces grès avec les pélites qu'il surmonte peuvent donner des indications : nous savons que, dans le cas le plus fréquent, les deux formations sont concordantes et évoluent progressivement de l'une à l'autre; il arrive par contre, que la base des grès rouges contienne des grès quartziteux blancs ou même des passées conglomératiques. Sur la Tominé les grès rouges semblent recouvrir directement le système volcanique rhyolitique : on peut penser que, au moment du dépôt des pélites, ce système volcanique correspondait à une terre émergée recouverte ensuite, au moment du dépôt des grès rouges, qui seraient donc transgressifs. Nous arrivons donc au fait apparemment paradoxal, que les grès rouges, qui semblent être un faciès de régression par rapport aux pélites, marquent au contraire une transgression. Une note récente de P. PRUVOST, E. ROCH, et T. SATO (1961) laisse penser que ce processus s'est répété assez souvent dans le temps et dans l'espace ; ces auteurs font remarquer que la transgression amène souvent la mer à prendre des faciès beaucoup moins profonds, voire lagunaires mais très étendus. Il semble bien qu'il en soit ainsi pour nos grès rouges.

5°- Les grès blancs

Ces grès se distinguent très facilement de ceux que nous venons de décrire au paragraphe précédent, d'abord par leur couleur, ensuite par leur aspect siliceux et leur dureté. On remarque, dans les zones tectonisées, ces grès prennent une allure de quartzites quelquefois étirés (SO de Dalaba). Ces grès comportent fréquemment des stratifications entrecroisées mais pas de ripple-marks.

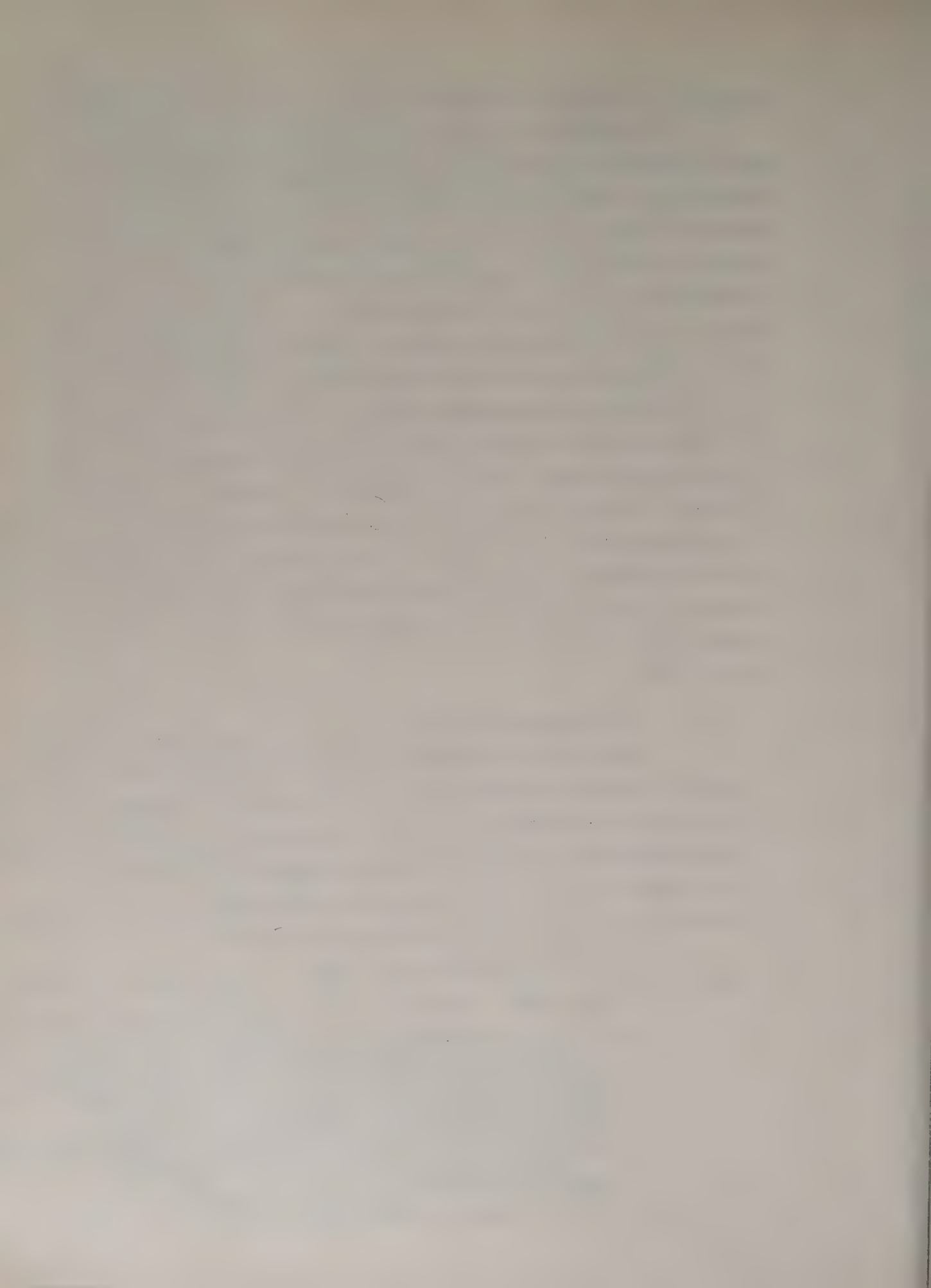
Au microscope la structure de ces grès blancs est également très différente de celle des grès rouges.

- L.M. 21602 ; éch. 4 L: 13°17, 1: 12°44 ; S.O. de Dalaba.

Mis à part quelques grains de silicite et un peu de microcline, tous les autres grains sont du quartz (extinction ondulante). Ce minéral constitue plus de 95 % de la roche, tous les grains sont jointifs, le nourrissage semble important et rend difficile l'évaluation de la grosseur et des indices de sphéricité et d'arrondi des grains.

Le grain moyen, après nourrissage, se situe autour de 400µ, les dimensions extrêmes étant de 2000µ et de 50µ.

Il s'agit de grès quartzites fins.



- L.M. 26928; éch. 1649 ; L: 12°51, l: 12°52; bordure est du synclinal de Banharé.

On observe une structure analogue, avec recristallisation donnant un aspect de mosaïque. Les grains avant le ~~nourris-~~sage, semblaient assez arrondis. Le grain moyen est de 500 μ avec des dimensions extrêmes de 2000 μ et 100 μ . (voir photo 4, planche VIII).

Il s'agit d'un grès quartzite moyen.

- L.M. 23812; éch. 425 ; L: 12°56, l: 12°55; bordure sud-ouest du synclinal de Banharé.

Ce grès a une position particulière par rapport aux deux autres échantillons prélevés sur des crêtes : il provient d'une zone où le synclinal de Banharé s'ennoie progressivement sous une cuirasse latéritique; beaucoup plus que les deux autres, il a été soumis à l'action de la nappe phréatique. Sur le terrain on observe autour des diaclasses, une zone enrichie en oxydes de fer, pouvant dépasser une vingtaine de centimètres.

Au microscope nous pouvons constater que les grains de quartz de ce grès sont assez fortement corrodés, soit par de l'opale plus ou moins recristallisée et de la calcédoine, soit par des oxydes de fer. La zone à calcédoine et celle à hydroxydes de fer sont nettement séparées. La corrosion ne permet pas d'évaluer les caractères morphoscopiques des grains; leur taille varie de 400 μ à 50 μ ; le grain moyen se situant autour de 200 μ .

Il s'agit d'un grès fin à ciment soit siliceux soit ferrugineux.

D'une façon générale les trois lames minces que nous venons de décrire nous indiquent que les grès blancs semblent plus grossiers que les grès rouges, et que leur matériel paraît plus évolué : pas de plagioclase, pas de ciment pélitique, grains mieux roulés.

Il semble également que les grès blancs soient plus poreux que les grès rouges : autour des premiers on observe souvent des sources; ceci nous amène au problème de la silicification que ces grès ont subi. D'après l'étude au microscope ce phénomène semble avoir pris deux formes :

- Les grès prélevés dans une position où ils étaient soustraits à l'influence de la nappe phréatique semblent avoir des grains



nourris régulièrement : ils possèdent une structure en mosaïque.

- Les grès touchés par la nappe ont subi des silicifications corrosives avec venues d'opale et de calcédoine, pouvant être accompagnées par des apports ferrugineux.

G. MILLOT (1960) , a étudié le problème des silicifications : nos observations semblent correspondre aux exemples et aux règles générales qu'il donne dans son article; les grès quartzites seraient fréquents à la surface des plateaux, alors que les grès à ciment d'opale ou à oxydes de fer seraient observés au pied des plateaux ou dans les dépressions. Cet auteur en tire les conclusions suivantes :

- La quartzification est due à une croissance régulière des macro-cristaux baignant dans des solutions d'eau douce.
- La calcédonisation , l'opalisation ont lieu dans des zones où la concentration des solutions en éléments divers est forte : ces solutions sont capables d'alimenter des néoformations siliceuses si des germes de cristallisation existent. Comme ces germes sont très nombreux, la cristallisation se fera en désordre et rapidement, aboutissant ainsi à des formes telles que la calcédoine ou l'opale.

E - ETUDE STRUCTURALE DE LA SERIE DE YOKOUNKOUN

Un examen de la carte permet de voir que schématiquement la série possède une structure synclinale fermée vers le Nord et ouverte vers le Sud. Cette structure est oblitérée sur son flanc est par la grande faille qui sépare séries des Bassaris et de Youkounkoun. Une étude plus détaillée montre que les choses sont complexes :

- L'alignement des grès blancs du Badiar, de Dalaba, et de Banharé marque un axe synclinal qui a été retrouvé par la géophysique (aéromagnétisme) ; l'épaisseur des terrains non métamorphiques dépasse 3 000 mètres le long de cet axe. Il est orienté N.E 40° et il semble que les plissements aient été beaucoup plus intenses à son extrémité N.E où les pendages peuvent être subverticaux, qu'au S.O où les pendages du plateau du Badiar ne dépassent pas 30°.

- Les grès de Dombiagui et les terrains primaires du synclinal bowé qui les surmontent, marquent un autre axe synclinal qui semble se

raccorder au premier en Guinée portugaise. Cet axe est orienté N.O pour sa plus grande partie.

- Entre ces deux axes on peut observer une zone anticlinale marquée comme nous l'avons déjà dit, par le complexe rhyolitique de la Tominé.

L'existence de ces deux axes est assez troublante : il faut en effet admettre qu'il a eu deux axes de poussée, l'un dirigé N-O, S-E, l'autre NE-SO; nous aurons l'occasion de revenir sur ce problème.

Nous remarquerons que jusqu'à présent nos considérations sur la tectonique de la série de Youkounkoun se sont appuyées sur les plissements qui ont affecté les grès blancs; faut-il penser que le reste de la série n'a également subi que ces plissements ? Y-a-t-il eu une tectonique antérieure ?

La réponse à cette question est assez délicate : nous verrons au chapitre " tectonique générale " que , en Guinée et en Sierra Leone, la preuve a été faite d'une discordance entre les grès blancs et les termes inférieurs. Dans la zone étudiée nous n'avons pu observer le contact direct grès rouges - grès blancs, il n'a donc pas été possible de mettre en évidence de façon directe, cette discordance. Par contre, nous avons souvent noté la différence de style tectonique entre ces deux catégories de grès. Alors que les grès blancs (mis à part le synclinal de Banharé) forment des structures d'une grande ampleur, s'apparentant au style saxon, les grès rouges sont plissés beaucoup plus finement; au gué de Malapa par exemple, (voir photo 2, planche VIII) on peut observer des structures de quelques dizaines de mètres d'amplitude, dont l'axe plonge vers le S-O. Il semble également que les pendages soient plus forts dans les grès rouges : au S.O de Dalaba, j'ai pu observer à quelques centaines de mètres de grès blancs à pendage de 20°, des grès rouges subverticaux. Ces observations ne sont pas suffisantes pour démontrer à elles seules l'existence de deux tectoniques : on peut les attribuer en effet à une dysharmonie de plissement; cependant, étant donné que la discordance a été observée avec certitude plus au Sud, on peut admettre qu'elles confirment l'existence de deux tectoniques.

L'étude de la série de Youkounkoun permet de faire avancer le problème de la grande faille qui la sépare de la série des Bassaris. Notons tout d'abord que les grès rouges semblent affectés par des pendages toujours forts lorsqu'on s'approche de cette accident. Bien que cela ne soit pas toujours vérifié, il semble que leur pendage sont le plus souvent dirigés vers l'E-SE aux alentours de la faille; dans la série des Bassaris, il en est souvent de même. Si nous admettons que, comme plus à l'Est, les plans de faille sont parallèles aux pendages observés dans la série, il faudrait donc admettre que le pendage de la faille est dirigé vers l'E-SE. Les mylonites observées sur l'Azogué, sont pentées effectivement dans cette direction. Il s'agirait donc d'une faille inverse donc de compression.

Il semble aussi que cet accident ait eu un certain rôle de "réajustement" entre le groupe "Falémé-Bassariss" et la série de Youkounkoun. Nous savons que la série de la Falémé (et sans doute celle des Bassaris qui lui est liée) voit l'axe de ses plis se relever vers le Sud; au contraire, dans la série de Youkounkoun l'axe des plis plonge vers le S-O. Il y a donc une distorsion que la faille a absorbée. Cette explication rend parfaitement compte du fait que vers le Nord, là où le synclinalorium de Youkounkoun se ferme, la faille s'amortit.

Nous n'aborderons pas, pour le moment, l'étude de la tectonique dans la zone de passage entre les séries de Youkounkoun et de la Koulountou. Ce problème sera traité au prochain chapitre.

F - DEFINITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DE YOUNKOUNKOUN

Là où elle est la plus complète, la série de Youkounkoun comprend de bas en haut :

- Un complexe volcanique à tendance acide..... 1 000 m au minimum
- Pélites et argilites avec bancs de grauwackes
et de grès 1 000 m environ.
- Grès rouges feldspathiques 2 000 m environ.
- Grès blancs 300 à 500 m.

G - CONCLUSION SUR LA SERIE DE YOUKOUNKOUN

Il semble qu'à la suite de profondes cassures dans le socle il y ait eu mise en place d'appareils volcaniques de type acide. Cette mise en place s'est sans doute effectuée, au moins en partie, dans la mer. A l'arrêt des éruptions, la sédimentation normale continue; des sédiments fins se déposent dans un milieu sans doute assez profond. Le massif rhyolitique de la Tominé reste émergé soit parcequ'il était déjà situé sur un bombement anticlinal, soit parceque l'accumulation des produits volcaniques avait permis la formation d'une île.⁽¹⁾

Une action orogénique importante marque la fin de la sédimentation fine : il y a sans doute apparition de cordillères et étalement de la mer ; les grès rouges qui résultent de la destruction des cordillères, vont se déposer dans des eaux peu profondes. Il semble que ces mouvements aient été assez forts pour que le socle granitique soit mis à nu (présence de microcline dans les grès rouges).

Après l'arrêt de la sédimentation, il y a orogénie avec de forts plissements. Une nouvelle transgression se produit marquée par le dépôt des grès blancs et du reste de la série qui débute par des schistes à graphtolites et qui, en Guinée, ira jusqu'au Dévonien. Une nouvelle orogénie plissera cette série.

(1) On peut expliquer également la transgression directe des grès rouges sur le complexe rhyolitique de la Tominé, par le fait que cette zone aurait pu émerger sous forme de cordillère à la fin du dépôt des pélites. Après une période d'érosion qui aurait enlevé complètement ces roches et mis à jour les rhyolites, il y aurait eu dépôt des grès rouges; cette hypothèse paraît assez peu probable.



VII - LA SERIE DE LA KOULOUNTOU

A - INTRODUCTION

Cette série borde vers le Nord celle de Youkounkoun : elle forme une bande d'une vingtaine de kilomètres de large, concave vers le N-O, et disparaît dans cette direction sous les terrains du bassin sédimentaire secondaire-tertiaire. Son extrémité S-O s'étend au-delà de la zone cartographiée, en Guinée portugaise. Vers le N-E elle rejoint la série des Bassaris pour former la série de Bakel.

Elle est formée par des roches très légèrement métamorphiques, comprenant des schistes sériciteux, des porphyroïdes, dérivant de roches volcaniques acides, soit effusives soit pyroclastiques, enfin, des panneaux de granite plus ou moins étirés. Ces différentes roches forment des bandes allongées sur la direction générale de la série.

Voisine du bassin sédimentaire où la cuirasse latéritique est très continue, la zone où se place cette série est également très latéritisée : les affleurements sont extrêmement rares en dehors de la vallée des principaux cours d'eau. A l'Ouest de la Koulountou, en particulier, seuls les quartz blancs très abondants sur la latérite ont permis d'évaluer l'extension de la série dont aucun affleurement correct n'a été observé.

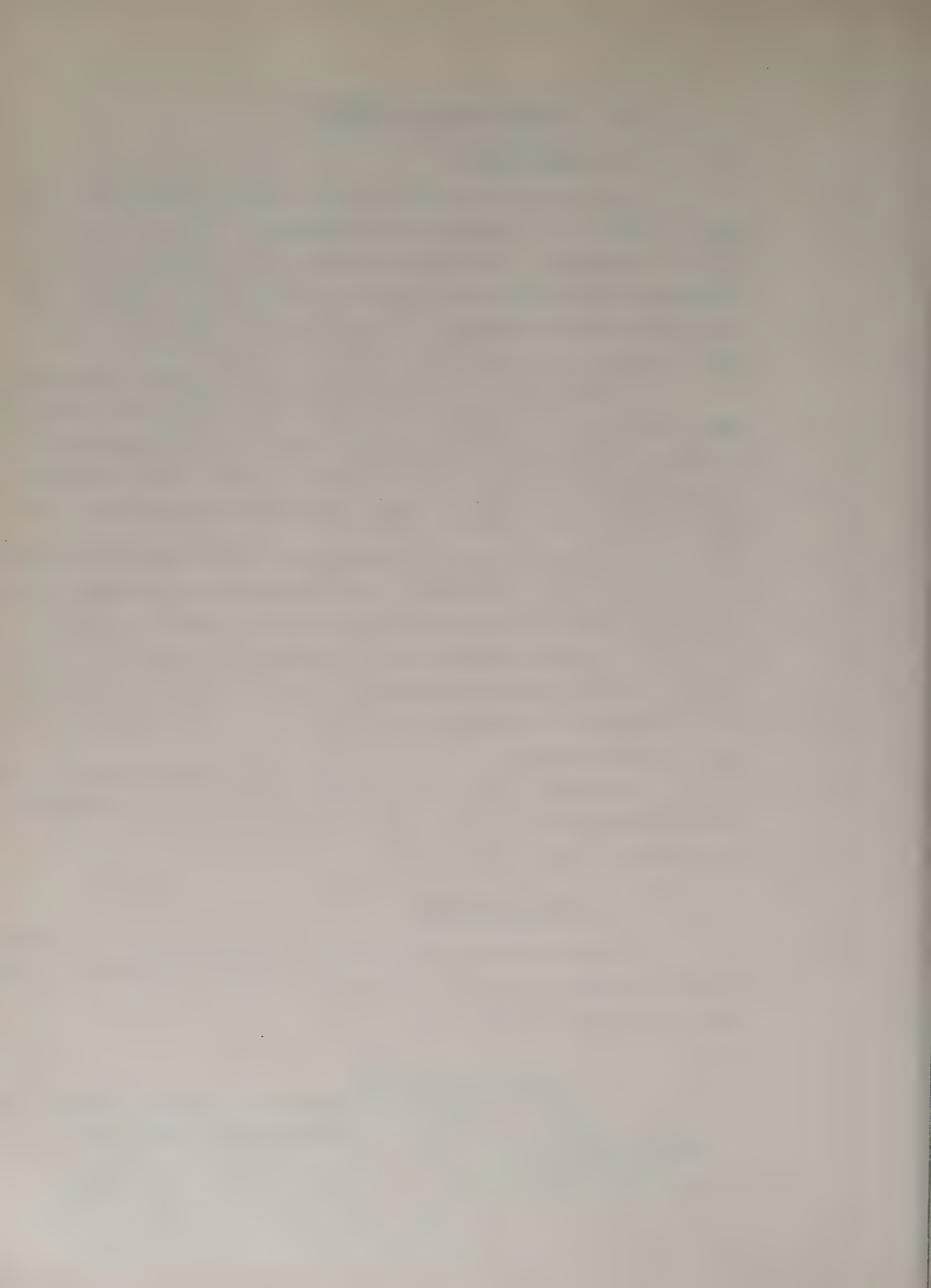
A cause de leur caractère légèrement métamorphique, les terrains classés dans la série de la Koulountou avaient été attribués au Birrimien par nos prédécesseurs.

B - ETUDE DE COUPES

Nous décrirons deux coupes qui nous permettront de connaître l'allure générale de la série et d'avoir une première idée sur ses rapports avec celle de Youkounkoun.

1° - Coupe de la Koulountou

Cette coupe débute à l'embouchure du marigot Kaporabina (N-NE de Sambailo) elle suit la rivière vers l'aval, c'est-à-dire en gros vers le Nord.



- 1 - Pélites jaunes verdâtres subverticales appartenant à la série de Youkounkoun .
- 2 - A l'embouchure du Iassa, pélites gris-beige de direction N - NO avec un pendage de 40 à 70° vers le Sud-ouest. Ces pélites sont très diaclasées avec deux systèmes de diaclase orientés respectivement N-NE 20° et NE 60°.
- 3 - Ensuite , sur 3 kilomètres, des affleurements sporadiques permettent d'observer le passage entre des pélites du niveau 2 et des schistes sériciteux dont la direction de schistosité est N-E.
- 4 - Ces schistes, avec des pendages variant de 40 à 80° et dirigés vers le N.O, s'observent jusqu'à la hauteur du parallèle 12°48.
- 5 - La Koulountou traverse ensuite une zone où affleurent des porphyroïdes; l'étude microscopique a permis d'y distinguer d'anciens tufs et d'anciennes roches effusives acides.
- 6 - 4 kilomètres avant de disparaître sous les terrains sédimentaires, la série est de nouveau formée par des schistes^a séricite et muscovite.

Toute la zone métamorphique (et particulièrement les porphyroïdes) est injectée par des filons de quartz pouvant dépasser 5 mètres de puissance et concordant avec la schistosité.

2°- Coupe du Nickolo-Koba et de la Gambie

Cette coupe constitue le prolongement vers l'aval de la coupe du Nickolo-Koba exposée dans le chapitre sur la série de Youkounkoun; elle débute au môle de granite birrimien placé au milieu du complexe acide de base de cette série.

- 1 - Granite orienté, bordé vers le N.O par une faille pentée de 50° environ vers le N.O.
- 2 - Complexe volcanique acide de Youkounkoun : dellénites, rhyolites, andésites, tufs et agglomérats.
- 3 - Porphyroïdes de la série de la Koulountou; le passage avec le niveau 2 s'effectue dans la zone comprise entre les méridiens 13°05 et 13°09.

Le passage est progressif : il semble s'effectuer par augmentation de l'étirement des roches, ce qui provoque l'apparition d'une schistosité. Des filons de quartz apparaissent aux approches de la zone métamorphique et se multiplient à l'intérieur de celle-ci ; certains d'entre eux contiennent de belles écailles d'hématite spéculaire.

- 4 - Le Nickolo-Koba traverse ensuite jusqu'à son embouchure, des schistes sériciteux dérivant probablement de pélites ou de cinérites. La coupe se poursuit en suivant la Gambie.
- 5 - En amont de Simenti apparaît une roche gris-rosâtre d'aspect étiré. Cette roche donne de bons affleurements au gué de Damantan. Il s'agit d'un orthogneiss représentant un granite très étiré.

6 - Terrains sédimentaires tertiaires.

Ces deux coupes nous donnent les grands traits de la série de la Koulountou : c'est par développement d'un léger métamorphisme qu'elle semble dériver de la série de Youkounkoun; on retrouve certains éléments de celle-ci plus ou moins transformés.

Signalons pour compléter ces deux coupes qu'une autre masse granitique est connue dans la série de la Koulountou au S.E. de Mansadalla.

C - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1° - Les granites étirés

Deux massifs ont donc été observés :

- Le premier sur la Gambie, entre Simenti et les terrains tertiaires, il n'a jamais été observé en dehors du fleuve, son extension n'a pu être suivie que par les pierres volantes. Les meilleurs affleurements se trouvent au gué de Damantan où la roche a l'aspect d'un orthogneiss leucocrate rose ou verdâtre. L'étirement est net de direction NE 40°.

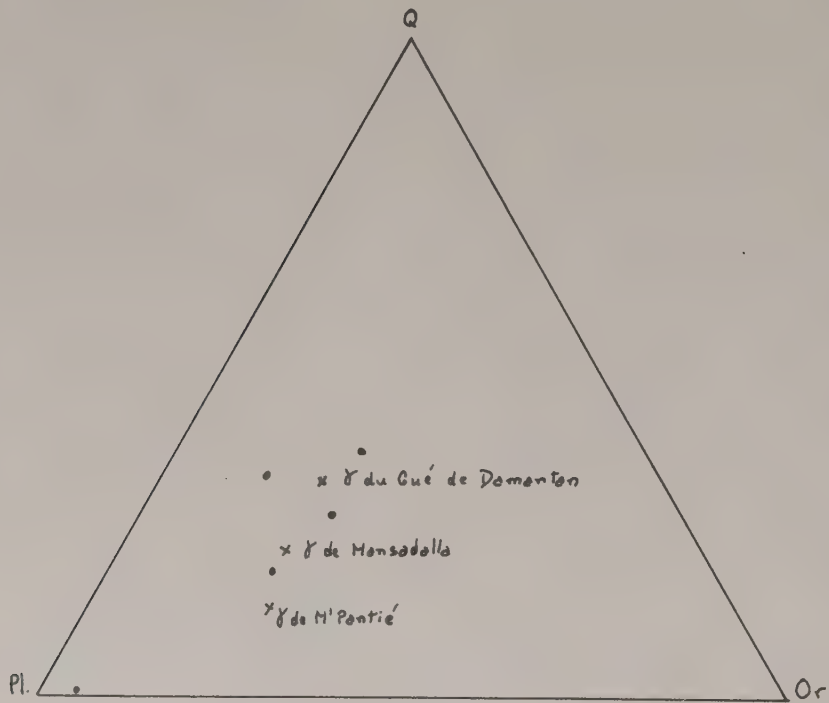
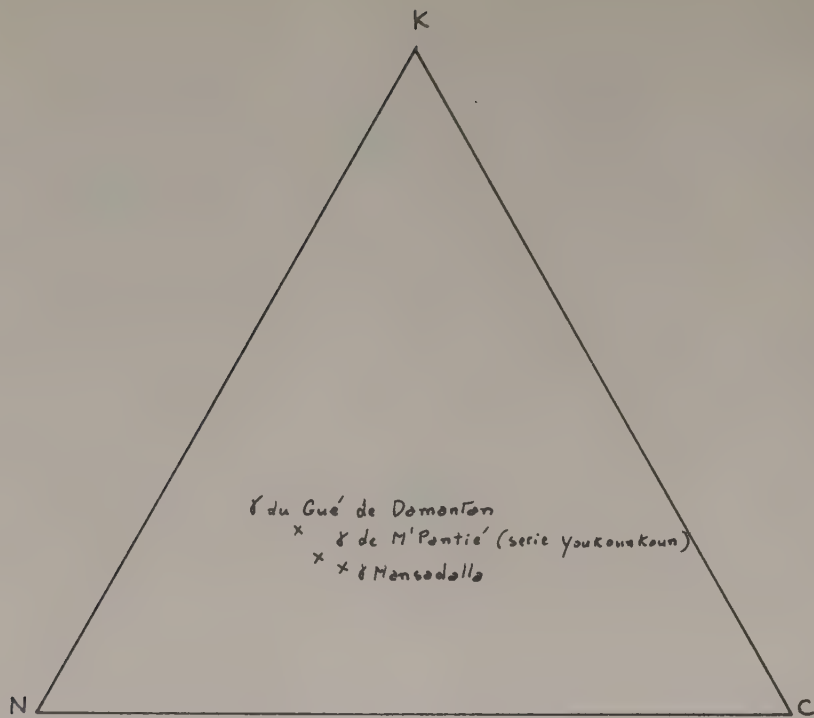
- La L.M. 23583 taillée dans l'échantillon 439 bis provenant de cet endroit (L : 13°49, l : 13°02) montre une structure grenue en mortier :

- Quartz abondant soit en petites plages isogranulaires à extension franche, soit en grosses masses à extinction ondulante. Il semble que les premières plages soient du quartz d'apport ou tout au moins du quartz remobilisé.
- Microcline aspect insinuant, moule les autres minéraux, il semble avoir recristallisé ($2V = +78$)
- Plagioclases (oligoclase 15 % $2V = +88$) moins abondant que le microcline, ce minéral est relativement frais, peut être a-t-il lui aussi recristallisé.
- Longues traînées d'aspect étiré où l'on distingue : épidote, biotite décolorée, muscovite et séricite, oxydes de fer.

Il s'agit d'un granite étiré en voie de recristallisation.

- Le deuxième granite est celui qui se trouve à 5 kilomètres au S.E. de Mansadalla (L : 13°01, l : 13°07); il est possible de l'observer également à une centaine de mètres au nord de la route Tambacounda-Kédougou à 8 km à l'Est de Diémoundialla. Ce granite affleure peu : les rares affleurements et les pierres volantes permettent de lui attribuer une forme allongée N.E d'une vingtaine de kilomètres de





Les points representent les roches volcaniques acides des séries de la Koulountou et de Youkoukaun

Figure:31

long sur 4 à 5 de large. La principale caractéristique de ce granite est sa couleur verdâtre due à l'intense saussuritisation de ses plagioclases. Une orientation NE (40-60°) peut être très nette en certains endroits et disparaître à d'autres.

Au microscope (L.M. 26941, éch. 1674); malgré un certain étirement, on reconnaît une structure grenue à plagioclases automorphes et zonés :

- Quartz à extinction ondulante.
- Plagioclases automorphes complètement saussuritisés; différents degrés dans cette saussuritisation permettent d'y reconnaître une ancienne structure zonée. Il semble y avoir un début de recristallisation en albite.
- Microcline assez rare,
- Micropegmatite fréquente.
- Hornblende verte se transformant en chlorite.
- Biotite chloritisée.
- Chlorite étirée, peut souligner les diaclases de la roche.

Il s'agit d'une ancienne granodiorite à amphibole en voie d'étirement et de recristallisation. Il semble que cette roche ait été beaucoup moins étirée que le granite du gué de Damantan, et que les transformations qu'elle a subi soient dues en majeure partie à la rétro-morphose.

Les rapports de ces granites avec leur contexte n'ont pas été vus : ayant subi une rétro-morphose et une cataclase très nette, ils ne peuvent être considérés comme des granites s'étant mis en place à la faveur de l'orogénie ayant plissé la série de la Koulountoun.

Les analyses chimiques qui ont été faites (voir tableau II hors texte) montrent que ces granites sont comparables à celui de la série de Youkounkoun.

Il s'agit de granites akéritiques : le diagramme Q.Pl.Or (voir figure 30) montre une certaine orientation vers le pôle Q. Le terme le plus étiré est le plus proche de Q, peut être faut-il y voir la trace d'une certaine métasomatose siliceuse déjà suggérée par l'étude en lames minces. Il est donc très probable que les granites de la série de la Koulountou appartiennent à la même venue que le granite du Niokolo-Koba (série de Youkounkoun) : nous avons vu que celui-ci pouvait être considéré comme un "môle" de granite appartenant au socle, remonté lors de l'orogénie ayant plissé le primaire; il doit en être de même pour ceux de la série de la Koulountou mais ces derniers ont été

pris dans une zone où le métamorphisme et surtout le dynamométamorphisme étaient beaucoup plus intenses : ils ont donc subi une transformation plus poussée.

2° - Les porphyroïdes

Ces roches semblent dériver de roches effusives ou pyroclastiques ayant subi un étirement suivi ou accompagné d'une recristallisation. La plupart du temps il est possible de reconnaître, au microscope, l'ancienne structure de la roche et d'apprécier ainsi les transformations qu'elle a pu subir.

Le degré de métamorphisme est d'ailleurs très bas ; il consiste en une cataclase toujours très marquée et en la présence de séricite ou de chlorite de néoformation. Si ces deux minéraux n'existaient pas on pourrait considérer la série de la Koulountou comme une série de mylonites ; leur présence indique qu'il n'y a pas eu simplement dynamométamorphisme régressif, mais véritablement métamorphisme.

Sur le terrain le degré réel de transformation est difficile à apprécier en raison de l'hétérogénéité du complexe volcanique acide. Les différents éléments ont des susceptibilités variables pour recristalliser et être étirés. D'autre part, en faisant abstraction du degré réel de transformation, on peut dire que les roches fluidales, litées ou altérées météoriquement, apparaîtront comme plus métamorphiques qu'elles ne le sont réellement.

D'une façon générale le métamorphisme semble augmenter progressivement en allant vers le N.O ; dans le détail il peut y avoir des sauts brusques dus, soit à des contacts tectoniques entre zones diversement transformées, soit à des changements lithologiques. Nous avons pu également remarquer des récurrences de matériel peu ou pas métamorphique dans des zones ayant subi d'assez fortes recristallisations.

De nombreuses lames minces ont été taillées dans ces porphyroïdes : nous en décrirons quelques unes qui témoignent de degrés de transformation croissants.

- L.M. 23173, éch. 434 - Fleuve Gambie - 8 km en aval du gué de M'Pantié (Ls 13°10, l : 12°56). Macroscopiquement il s'agit d'une roche grisâtre étirée au toucher gras.

Structure microlithique porphyrique avec cataclase nette.

- Plagioclases (albite 5° An 2 V = + 80°) souvent groupés par 2 ou 3 individus, suivant une disposition déjà remarquée dans les dellénites de la série de Youkounkoun.
- Quartz automorphes avec " golfes de corrosion ".
- Pâte fine comportant du quartz, des plagioclases; elle montre des figures de dévitrification à forme de sphérolites, et de nombreuses trainées de séricite et de chlorite de néoformation.

Il s'agit d'un porphyroïde dérivant d'une dellénite ou d'une dacite, l'analyse chimique (voir tableau II hors texte) montre qu'elle a une composition de granite alcalin : il s'agit donc d'une ancienne dellénite.

Un stade plus poussé de transformation est représenté par l'échantillon 1386 L.M. 25876 récolté sur le Bouloufilanding (1:13°16, 1 : 12°57). A l'oeil nu on reconnaît qu'il s'agit d'une ancienne roche effusive.

Structure porphyrique encore visible malgré cataclase et recristallisation (voir photo 5, planche VIII).

- Quartz avec " golfs de corrosion ".
- Plagioclases (albite, oligoclase) souvent cassés.
- Microcline : un cristal.
- Pâte microcristalline où séricite et chlorite cristallisent en trainées orientées, on note de celles cristallisations de quartz et de chlorite dans les zones de sous-tension aux extrémités de grands cristaux de plagioclases et de quartz.
- Cassures soulignées par de la séricite et des oxydes de fer.

Porphyroïde dérivant d'une dacite ou d'une dellénite

L'échantillon 441 LM 23175 (1:13°07, 1 : 13°04) se présente macroscopiquement comme une leptynite claire schisteuse.

Au microscope la structure mylonitique est nette (voir Photo 6, planche VIII).

- De gros cristaux de plagioclases (albite-oligoclase) automorphes mais aux angles arrondis, sont noyés dans une pâte fine microcristalline où l'on distingue quartz, séricite, et quelques microlites de plagioclases. La séricite forme des trainées allongées. De petits filonnets de quartz souvent plissotés, mais de direction générale concordant avec l'étirement, parcourent la roche : ils peuvent contenir

des cristaux d'épidote. On remarque de belles plages de quartz recristallisées aux extrémités des grands plagio-clases; ceux-ci sont souvent légèrement inclinés sur l'axe d'étirement (ébauche d'un mouvement de rotation ?)

Porphyroïde dérivant d'une roche acide effusive ou pyroclastique.

- L.M. 25887 - éch. 1410 (L:13°25, 1 : 12°56).

Aspect d'une leptinite claire, schisteuse.

La structure est analogue à celle de la lame mince précédente mais la recristallisation est beaucoup plus poussée : la pâte, en particulier, qui entoure les restes des gros porphyroïdes est fortement recristallisée; on y distingue de l'albite de néoformation et de la muscovite. On remarque que ce dernier minéral prend souvent un aspect tourbillonnaire ce qui semble indiquer des mouvements de rotation au cours de la cristallisation.

Tous les intermédiaires peuvent exister entre ces quatre types de roches : comme nous l'avons souligné au début de ce paragraphe, les faciès les plus transformés sont situés sur la bordure N.O de la série : en allant dans cette direction, le degré de métamorphisme augmentait : nous verrons, lors de l'étude de la série de Bakel que ce phénomène y a été également observé.

3° - Les schistes séricitieux

Ces schistes se différencient assez nettement des porphyroïdes : étant plus tendres leurs affleurements ont un aspect moins compact. Sur le terrain il arrive toutefois que l'on puisse hésiter et se demander si on est en présence d'un porphyroïde particulièrement étiré au, au contraire, d'un schiste relativement compact. L'étude au microscope lève le doute car les structures de ces deux catégories de roche sont différentes.

Le faciès de ces schistes peut varier quelque peu : il existe en particulier (ceci de façon statistique) une certaine différence entre les schistes se trouvant à proximité des porphyroïdes, et ceux qui en sont éloignés : les seconds semblent plus argileux et moins compacts que les premiers ; nous donnerons la description de deux roches représentant les pôles opposés :

- L.M. 25871, éch: 1379 (L: 13°17, 1:12°59),

Cette roche a été prélevée près de massifs de porphyroïdes, elle est grisâtre, assez compacte et pourrait être confondue avec un porphyroïde très étiré.

Au microscope, elle apparaît formée de petits fragments esquilleux de quartz et de plagioclases liés par un ciment où l'on distingue des oxydes de fer, du quartz, de la séricite et des minéraux argileux. Certains alignements de quartz semblent correspondre à des bulles aplaties.

Il s'agit d'une cinérite ou d'une ignimbrite recristallisée

- L.M. 25890 ; éch: 1415: L:13°28, l:12°44.

Il s'agit de schistes jaune-verdâtre grès au toucher prélevés sur la Koulountou près de la série de Youkounkoun.

Structure épидoblastique superposée à une ancienne structure de pélites. La roche est une ancienne pélite dont on distingue en particulier d'anciens microbancs plus grossiers renfermant du quartz et des minéraux lourds. Une schistosité très nette correspondant à une recristallisation de séricite recoupe l'ancienne stratification.

Il s'agit d'une ancienne pélite recristallisée.

Tous les intermédiaires ont pu être trouvés entre ces deux types de roche : il n'a pu être possible de cartographier séparément les schistes qui correspondaient à d'anciennes cinérites et ceux qui représentaient d'anciennes pélites. En réalité, il semble qu'il n'y ait jamais eu de limites bien nettes entre pélites et cinérites; ces dernières ont certainement fourni une partie du matériel à partir duquel les secondes se formaient.

Sauf les anciens granites qui forment des masses homogènes, tous les termes que nous venons de décrire sont souvent imbriqués. Sur le terrain les détails que nous avons pu entrevoir lors de l'étude pétrographique n'apparaissent que très peu : la série par son aspect étiré, ses roches de couleur généralement gris-clair ou beige, donne une certaine impression d'unité.

Coupe du Niokolo Koba

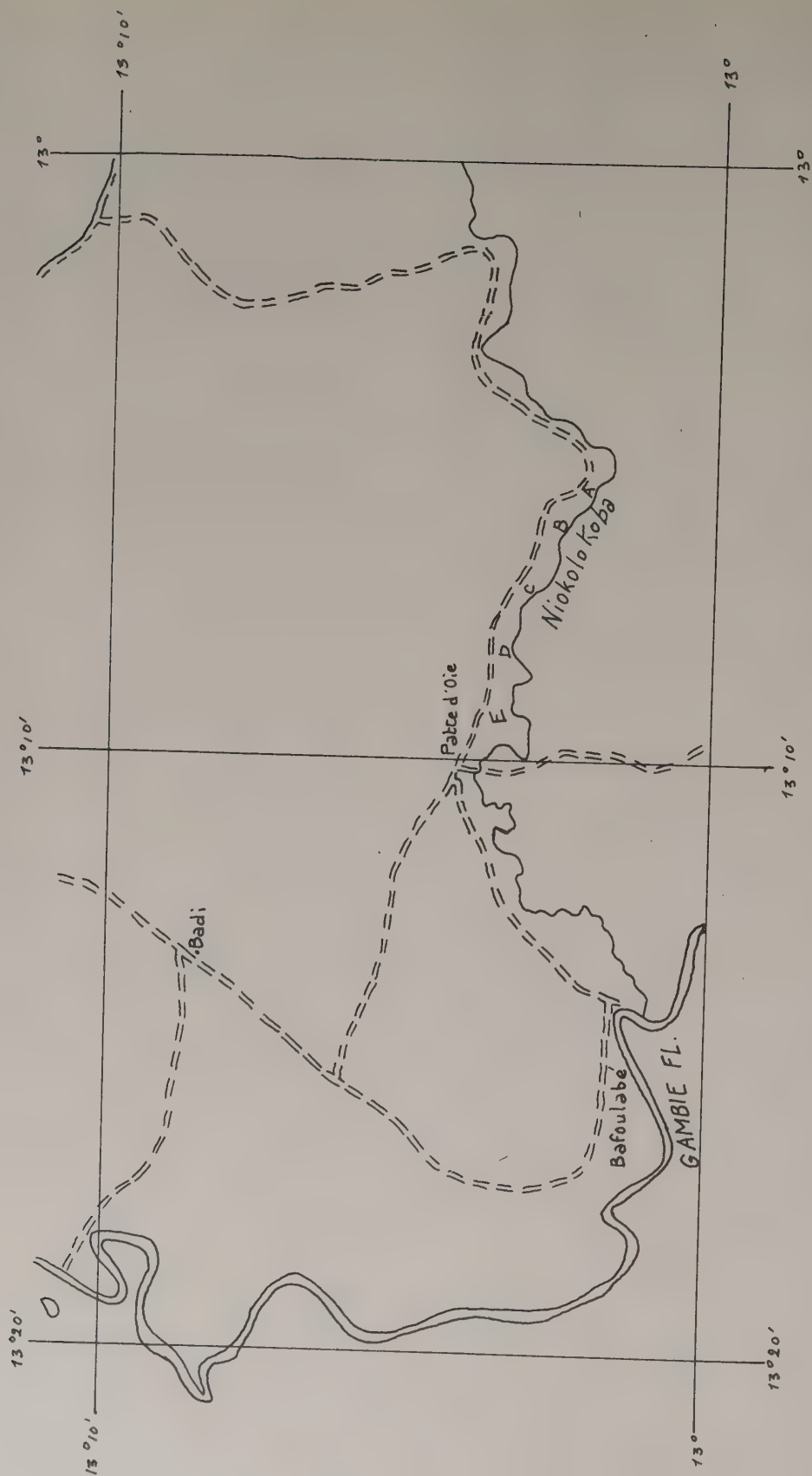


Figure:32

D - RELATIONS ENTRE LES SÉRIES DE LA KOULOUNTOU ET DE YOUKOUNKOUN

L'étude pétrographique de ces deux séries nous a montré l'analogie entre les termes inférieurs de la série de Youkounkoun et de ceux constituant la série de la Koulountou. Un examen de la carte permet de constater que, de part et d'autre de la zone de contact entre les deux séries, on peut observer des termes pétrographiquement équivalents : aux schistes sériciteux correspondent des pélites (coupe de la Koulountou) aux porphyroïdes des roches effusives ou pyroclastiques (coupe du Niokolo-Koba). Cette disposition suggère que la série de la Koulountou est l'équivalent légèrement métamorphique de la série de Youkounkoun.

Nous n'avons pu malheureusement trouver de coupes absolument continues entre les deux séries; de plus la plupart du temps, les observations sont compliquées par le fait que le métamorphisme apparaît avec plus ou moins de retard suivant la roche qui l'affecte. Les pélites, par exemple, sont très sensibles au métamorphisme : lors de l'étude de la série de Youkounkoun nous avons noté que certaines d'entre elles avaient subi un début de recristallisation alors que le reste de la série en était indemne. Il est donc très délicat de fixer une limite entre les deux séries. Nous avons pu suivre le passage entre zones métamorphique et non métamorphique dans les deux coupes suivantes :

1° - Coupe du Niokolo-Koba (fig. 32)

Le passage s'effectue entre le gué de la Patte d'Oie et l'extrémité du bief O-NO, E-SE, les affleurements sont nombreux mais non continus. Partant de l'extrémité sud-est et en se dirigeant vers l'aval, nous pouvons observer successivement :

- En A un complexe varié comprenant dellénites, rhyolites, andésites, tufs, le tout très redressé et affecté par de nombreuses diaclases ayant deux directions principales : la plus marquée N-E 30 à 60°, la seconde N-O 290 à 310°. Ces diaclases paraissent subverticales mais il semble que les affleurements aient une "surface-enveloppe" horizontale ou mollement ondulée : cette surface semble indiquer la présence (peut-être virtuelle) d'une troisième

plan de diacalse.

- En B affleure une roche présentant une alternance de passées plus ou moins étirées : au microscope (L.M. 25800, éch. 1327) la cataclase apparaît très nette, la séricite est abondante mais peu ou pas orientée. L'étirement de la roche est orienté N-E 70°. Au point de vue pétrographique il s'agit d'un ancien tuf rhyolitique.
- En C il s'agit de roches analogues mais encore plus étirées.
- En D nous entrons dans la zone vraiment métamorphique avec des porphyroïdes typiques orientés N-E 50 avec pendages vers le N-O de 60 à 70°.
- En E s'observe une roche étirée mais encore assez compacte. La lame mince 25805 (éch. 1331) montre qu'il s'agit d'une microdiorite dont la structure est encore bien conservée; la séricite est abondante mais l'intensité du métamorphisme semble avoir diminuée par rapport à celle du point B.

Il semble donc que l'on passe progressivement par augmentation de la cataclase (processus qui aboutit à créer une schistosité), et l'apparition de séricite, des roches intactes aux roches métamorphiques. La limite entre les deux zones est impossible à déterminer exactement. Remarquons que dans cette coupe la schistosité, lorsqu'elle apparaît est une schistosité de clivage. Les minéraux de néoformation (essentiellement séricite et quartz) recristallisent dans le plan de cette schistosité qui devient donc une schistosité de flux ou schistosité cristallophyllienne.

2°- Coupe de la Koulountou

Les observations les plus démonstratives ont été faites sur la Koulountou. L'apparition du métamorphisme se fait dans les pélites c'est-à-dire dans un milieu relativement homogène où l'on peut suivre les progrès de la recristallisation. Nous avons fait tailler trois lames minces dans des pélites où s'exerce un métamorphisme croissant (voir photos 1 - 2 - 3 , planche IX).

- L.M. 25891 bis; éch. 16 ; L: 13°25, l : 12°40.

Il s'agit de pélites verdâtres.

Au microscope on peut observer que la séricite n'a pratiquement pas recristallisé : on remarque que des lits de minéraux argileux mal identifiés sont parallèles aux lits plus grossiers formés de petits grains de quartz. En réalité, des mesures pour âge absolu effectuées sur ces argiles prouvent qu'elles ont été "rajeunies" à 433 M.A., c'est-à-dire bien après la formation de la roche.

- L.M. 25891; éch. 1416; L: 13°26, l: 12°43.

Il s'agit de pélites schisteuses; sur le terrain on peut distinguer la direction de stratification de celle de la schistosité.

Au microscope on s'aperçoit que de la séricite en fines paillettes forme un feutrage orienté obliquement par rapport à l'ancienne stratification.

- L.M. 25890; éch. 1415; L: 13°28, l: 12°44.

Il s'agit de schistes pélitiques gris-jaunâtre qui sont caractéristiques de la série de la Koulountou.

L'étude microscopique de cette roche a été décrite au chapitre pétrographie: la recristallisation de la séricite est devenue extrêmement marquée, elle recoupe sur un angle de 20° environ l'ancienne stratification.

Ces trois échantillons, prélevés sur la rivière Koulountou dans la zone de passage entre métamorphique et non métamorphique, sont séparés de trois kilomètres environ : le métamorphisme apparaît donc assez lentement.

Il est intéressant de noter que la schistosité de flux (ou schistosité cristallographique) est orientée suivant un plan différent de celui de l'ancienne stratification : nous avons ainsi la preuve que la recristallisation a eu lieu alors que la série était plissée ou en voie de plissement. Il ne semble donc pas que nous soyons en présence d'un métamorphisme de type régional provoqué par l'enfoncement et par l'accumulation de grandes épaisseurs de terrain. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

En résumé il nous est possible de dire que, malgré l'absence de coupes absolument continues et les complications créées par les différences de susceptibilité des roches au métamorphisme, il ne fait pas de doute que la série de la Koulountou est bien l'équivalent épimétamorphique de la série de Youkountou.

E - ETUDE STRUCTURALE DE LA SERIE DE LA KOULOUNTOU

L'examen de la carte nous montre :

- Que les pendages de la série de Youkountou (grès rouges, pélites, cinérites et tufs de la bordure du complexe volcanique) sont d'intensité variée, mais dirigés vers le S-E ou le N-E.
- Que, en se rapprochant et en entrant dans la série de la Koulountou, les pendages deviennent verticaux puis dirigés vers le N-O.
- Que dans la zone entre les deux séries existent de nombreux accidents cassants parallèles à la direction générale S-O, N-E.

Sur le terrain les choses paraissent beaucoup plus complexes : en effet les pendages mesurés dans la série de Youkountou sont des pendages de stratification, ceux mesurés dans la série de la Koulountou, sont des pendages de schistosité; or nous avons vu que celle-ci pouvait recouper la stratification, il est difficile de comparer ces deux sortes de pendage. Nous remarquerons tout de même que, d'après M.P. BILLINGS (1956), le clivage ardoisier ou schistosité est parallèle au plan axial des plis. Les plissements ayant affecté la série de la Koulountou auraient donc une direction N-E et des plans axiaux verticaux ou dirigés vers le N-O. Il y aurait donc un renversement assez brutal des plis correspondant à l'entrée dans la zone métamorphique.

Les accidents cassants sont également intéressants à étudier ; nous noterons tout d'abord, qu'ils sont certainement plus nombreux que la carte ne l'indique. Leur zone de plus grande fréquence correspond à celle des diaclases, il est donc difficile dans cette

série où les bancs repères manquent de pouvoir évaluer l'importance et la signification de chaque plan d'étirement. Bien que les observations soient difficiles, il semble que toutes failles soient fortement pentées vers le N-O; si on considère que le rejeu de ces accidents a contribué à faire de la série de la Koulountou une zone anticlinale, on peut les considérer comme des failles inverses ayant contribué au raccourcissement latéral de la série lors de l'orogénie.

De SITTER (1958) donne des failles de ce genre (ou thrusts-faults) l'explication suivante : " ces accidents sont parallèles au clivage et aux plans axiaux des plis et ils représentent une concentration de glissement, habituellement répartie sur de multiples plans de clivage, sur un seul plan de faille".

La coupe du Nickolo-Koba nous a montré l'importance des diaclases lors de l'apparition du métamorphisme. Nous avons pu voir en effet que c'était la multiplication des diaclases orientés N-E qui donnait aux roches leur aspect étiré : dans ce cas nous aurions, suyant la terminologie de cet auteur, un clivage de fracture qui, par suite de la recristallisation passe à un clivage ardoisier.

Dans la coupe de la Koulountou, nous aurions, au contraire, l'apparition directe d'un clivage ardoisier.

Ces observations nous mettent en mesure de comprendre le mécanisme de l'apparition du métamorphisme dans la série de la Koulountou : sous l'effet d'un puissant effort tectonique, la série se plisse : par suite de la rapidité et de la violence de cet effort (tectonique fracassante de J.P. DESVIGNES , 1956), peut être aussi parce que la tectonique au lieu d'être de couverture reste de revêtement, les plissements ne suffisent plus à l'absorber : on a alors apparition de failles inverses, de diaclases, finalement les roches se modifient dans leur structure intime, la recristallisation vient accompagner l'étirement : il y a métamorphisme.

Des études géophysiques (en particulier le magnétisme aéroporté) ont apporté des précisions intéressantes sur la tectonique de cette zone :

- Les failles N-E ont été retrouvées : il semble qu'il y ait eu une zone de cassure particulièrement importante ; chose curieuse, la gravimétrie et l'aéromagnétisme ont mis en évidence , dans la zone à roches effusives acides et à granite, une masse lourde et magnétique qui se situerait à 3000 mètres sous la surface actuelle. On peut se demander si le complexe effusif acide ne représenterait pas une différenciation acide de cette masse ou un rhéomorphisme du socle provoqué par elle.

- L'étude géophysique a fait également apparaître une série de cassures orientées N-O 300 à 330°. Ces derniers accidents n'ont pas été vus sur le terrain ; on peut remarquer par contre qu'ils semblent correspondre à l'orientation du deuxième système de diaclase dont nous avons parlé lors de la coupe du Niokolo-Koba. Cette direction N-O semble d'ailleurs se retrouver et contrôler un certain nombre de structures :

- Direction des couches dans la zone de M^oPantié.
- Virgation des directions de la stratification sur la Koulountou.
- Faille terminale sud du synclinal de Banharé.
- Cassures dans la série de Mali et le Birrimien.
- Enfin, direction de l'axe du synclinal bowé.

Nous avons vu, lors du paragraphe consacré à l'étude de la tectonique de la série de Youkounkoun qu'on pouvait envisager l'existence de deux poussées dans la région de Youkounkoun : l'une venant du N-O, l'autre du S-E. Il semble que c'est à cette dernière que l'on doive l'apparition de ces diaclases N-O qui représenteraient des joints de tension.

F - CONCLUSIONS SUR LA SERIE DE LA KOULOUNTOU

Cette série formée essentiellement par des porphyroïdes et des schistes sériciteux, semble constituer l'équivalent métamorphique de la série de Youkounkoun ; elle devrait donc avoir une stratigraphie analogue à cette série. En réalité on s'aperçoit que seul l'équivalent métamorphique des termes inférieurs de la série de Youkounkoun (complexe volcanique et pélites) est retrouvé ; les termes supérieurs (grès rouges et grès blancs) manquent. Cette lacune peut s'expliquer par la position anticlinale de la série de la Koulountou.

Les lambeaux de granite transformés en orthogneiss, contenus dans la série semblent représenter des éléments du socle remontés lors des différents plissements qui ont affecté la série de la Koulountou.

VIII - SERIE DE BAKEL

A - INTRODUCTION

Nous donnerons seulement un bref aperçu de cette série déjà étudiée par L. RENAUD (1958) et que J. BOIS (1961) a réétudiée en détail au cours d'une campagne de prospection générale. Sa principale caractéristique est d'être formée de roches métamorphiques. Elle constitue le prolongement septentrional des séries des Bassaris et de la Koulountou.

B - DESCRIPTION GENERALE

Un examen de la carte permet de constater que nous avons pu distinguer dans cette série, d'une part des roches épimétamorphiques (schistes et quartzites sériciteux) que nous estimons être l'équivalent métamorphique de certaines roches appartenant à la série de la Falémé, d'autre part, des micaschistes et quartzites, en général à muscovite, dont l'équivalent non métamorphique reste inconnu.

Les faciès à séricite sont situés sur la bordure orientale de la série ; ceux à muscovite à l'Ouest. Ces derniers forment deux groupes d'affleurement :

- Le plus important comprend des schistes et des quartzites que l'on peut observer dans la région de Bakel : leur limite orientale passe environ à 15 kilomètres au Sud de cette localité sur la route allant à Kidira. Vers l'Ouest ils disparaissent sous les terrains sédimentaires récents.

- Un autre groupe est constitué par des quartzites à muscovite plus ou moins étirés, que la piste Diana-Dalafi traverse entre Gouta et Madina-Kodiolani. Ces quartzites semblent former une structure isoclinale se fermant vers le Sud.

C - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1° - Quartzites et micaschistes à muscovite de l'Ouest.

L. RENAUD et J. BOIS ont donné de bonnes descriptions de ces roches où le métamorphisme se manifeste par la présence de muscovite, de chlorite, d'épidote, et, très rarement, par de l'albite de néoformation. Nous ne parlerons pas ici des micaschistes à biotite

de Thiagnaff que L. RENAUD a montré appartenir à la série de Bakel, dont ils représenteraient un faciès plus profond.

Le quartz de ces roches possède une orientation optique constante, avec toutefois une extinction roulante. Il est toujours présent mais en proportion variable de sorte que tous les intermédiaires existent entre schistes et quartzites : L. RENAUD a pu ainsi distinguer des quartzites, des quartzites schisteux, des schistes quartzeux et des schistes.

J. BOIS a signalé entre Bordé et Diabal, c'est-à-dire près de la zone de passage entre les faciès les plus métamorphiques et les faciès sériciteux, un schiste où la séricite, bien développée, définit deux schistosités suborthogonales ; nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre consacré au métamorphisme des séries paléozoïques.

2° - Schistes et quartzites sériciteux

Il s'agit donc des faciès situés sur la bordure orientale de la série qui, d'une façon générale, se distinguent par la faible intensité de leur métamorphisme :

- L.M. 23785, éch. 208; schistes prélevés immédiatement en aval du radier de la route Tambacounda-Kidira sur le marigot Kodol.

Structure lépidoblastique

Séricite et chlorite sont abondantes et forment une schistosité qui recoupe l'ancienne stratification marquée par des passées plus grossières imprégnées d'hydroxydes de fer. L'épidote est fréquente.

Il s'agit de schistes sériciteux dérivant d'une pélite légèrement calcareuse.

- L.M. 23784, éch. 207 : quartzites étirés provenant d'un point situé à 200 m à l'Ouest du point de prélèvement des schistes sériciteux étudiés ci-dessus.

Il s'agit en réalité de grès quartzites fortement étirés où les phénomènes de cataclase l'emportent nettement sur ceux de recristallisation (séricite, chlorite, quartz) qui n'apparaissent nettement que dans les zones de sous-tension aux extrémités des gros noyaux de quartz non broyés.

Nous avons là un bel exemple du retard de l'apparition du métamorphisme dans les grès.



3° - Anciennes roches d'origine volcanique ou éruptive

Si l'existence de roches volcaniques était connue dans la série de la Falémé (J.P. BASSOT, 1959), il n'en n'était pas de même pour celle de Bakel, où, mis à part la microdiorite située entre Sarré et Gabou, aucune roche volcanique ou éruptive n'avait été signalée. J. BOIS (1961) a pu mettre en évidence les témoins d'anciens complexes volcano-sédimentaires repris par un léger métamorphisme. Il a pu distinguer des cinérites, des métaandésites, des schistes verts et amphibolites, et enfin des serpentinites. La plupart de ces roches sont situées dans la zone la moins métamorphique mais quelques unes sont interstratifiées dans les faciès à muscovite.

D - RELATIONS DE LA SERIE DE BAKEL AVEC LA SERIE DE LA FALEMÉ.

Nous avons déjà décrit, lors du chapitre consacré à la série de la Falémé, la coupe du Kodai où l'on peut observer le passage continu entre des pélites non métamorphiques appartenant à cette série, à des schistes sériciteux classés dans la série de Bakel par nos prédécesseurs. J. BOIS (1961 , pp.27 et 28) a décrit l'alternance de faciès métamorphiques et non métamorphiques dans le marigot Hora-Kolé en amont de la route Kidira-Bakel.

Enfin, en 1960, J. DELPY et moi-même, avons observé aux environs du village de Gourel-Mandiou l'imbrication de schistes à séricite avec des grès étirés peu ou pas métamorphiques.

Il semble donc que nous ayons un passage progressif entre la série de la Falémé et la bordure orientale de la série de Bakel. La mise en évidence par J. BOIS de faciès paléovolcaniques dans cette dernière série vient appuyer cette hypothèse.

E - ETUDE STRUCTURALE

Ainsi que l'a souligné L. RENAUD (1958 p.34) la tectonique de la série de Bakel qui, paraît simple en premier examen, est en réalité complexe. L'examen de la carte permet de constater que d'une façon générale, les pendages qui sont subverticaux ou légèrement pentés vers le N-O dans la partie orientale la moins métamorphique,

deviennent de moins en moins forts en allant vers l'Ouest. Dans la zone la plus métamorphique ils varient entre 15 et 35°. Contrairement à ce que l'on pourrait croire ces faibles pendages ne correspondent pas à une tectonique plus calme : dans cette zone, en effet, J. BOIS a pu repérer des écaillés et des plis couchés : la série n'est donc pas monoclinale mais isoclinale.

Il semble donc que, si sur sa bordure orientale la série de Bakel garde sensiblement le même style tectonique que la série de la Falémé, elle prend vers l'Ouest un style assez différent caractérisé par des structures peu pentées vers le N-O où l'on peut distinguer certains éléments d'une tectonique tangentielle.

F - DEFINITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DE BAKEL

Puisque l'on ne peut plus considérer la série de Bakel comme une série monoclinale, il faut donc abandonner l'hypothèse (basée sur la prédominance de l'orientation des pendages vers le N-O) sur laquelle les faciès à muscovite (souvent quartziteux) surmonteraient les faciès à séricite à prédominance schisteuse. Dès 1958 L. RENAUD envisageait une structure isoclinale : les travaux de J. BOIS et les nôtres confirment cette hypothèse ; il en résulte qu' en l'absence de niveaux repères caractéristiques, la stratigraphie de la série de Bakel ne pourra être établie qu'après une étude structurale détaillée permettant de reconstituer les plissements auxquels elle a été soumise. Pour le moment nous sommes donc réduits à faire des corrélations avec les séries voisines :

- La partie orientale de la série de Bakel, à faciès sériciteux, passe progressivement à la série de la Falémé : on peut donc admettre qu'elle possède la même stratigraphie . Les petites masses de quartzites observées au milieu des schistes, seraient l'équivalent des grès rouges feldspathiques et représenteraient donc des synclinaux pincés.

- La partie occidentale caractérisée par des faciès à muscovite et des pendages faibles dirigés vers le N-O est plus difficile à interpréter : nous ne connaissons pas les rapports exacts entre ces roches et celles à faciès sériciteux. Plusieurs hypothèses

peuvent être envisagées ; il peut s'agir :

- Soit de formations équivalentes à celles de la série de la Falémé, mais nettement plus métamorphiques,
- Soit de formations plus anciennes formant des noyaux anticlinaux déversés sur des termes plus récents ; il pourrait s'agir, ou de roches du Précambrien supérieur (identiques à celles de la série de Ségou-MadinaKouta) ou de Birrimien.

On peut concevoir également, deux périodes de plissement dont la plus récente serait caractérisée par une tectonique tangentielle.

G - C O N C L U S I O N

La série de Bakel semble pro-parte l'équivalent métamorphique de la Falémé, en raison du passage progressif observé entre les deux séries. Le problème de la partie ouest de la série, marquée par une tectonique tangentielle et par des faciès plus métamorphiques reste posé.

IX - RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES SERIES

Nous avons, au cours des chapitres précédents, défini et décrit un certain nombre de séries dont chacune constitue une entité géologique plus ou moins bien marquée. Nous avons ainsi étudié :

- o. Série de Ségou-MadinaKouta
- o. Série de Mali
- o. Série de la Falémé
- o. Série des Bassaris
- o. Série de Youkounkoun
- o. Série de la Koulountou
- o. Série de Bakel.

Pour chacune de ces séries nous avons essayé de définir sa stratigraphie, les grands traits de sa tectonique, ses relations avec les séries voisines. Nous avons pu ainsi établir :

-o. Que la série de Ségou-MadinaKouta repose en discordance sur le socle birrimien; elle est elle-même surmontée par la série de Mali qui est transgressive.

-o. Que la série de Mali et celle de la Falémé (pour sa partie orientale) débutent par la même succession : tillite, épisode peu épais de pélites et de grès, dolomies calcaires, silexites à faciès jaspe, épaisse série de pélites. Ce dernier terme étant commun aux deux séries, on peut admettre qu'elles sont équivalentes.

-o. Que sur sa bordure occidentale la série de la Falémé semble avoir commencé à se déposer plus tôt qu'à l'Est ; dans cette zone elle débute en effet par un complexe volcano-sédimentaire qui semble situé pour sa plus grande partie sous la tillite.

-o. Que vers l'Ouest la série de la Falémé passe progressivement à la série des Bassaris qui semble ainsi être son équivalent métamorphique; le passage de la série de Youkounkoun à celle de la Koulountou, s'effectue suivant un processus analogue.

-o. Que la série des Bassaris et celle de la Koulountou se rejoignent pour former la série de Bakel.

Reste donc à définir les relations entre le groupe de séries de Youkounkoun et de la Koulountou, et celui des Bassaris, de la Falémé et de Mali. Nous avons vu, en effet, que la série des Bassaris est séparée de celle de Youkounkoun par une faille; cependant le fait que la série des Bassaris et celle de la Koulountou soient le prolongement d'une même série, suggère que leurs équivalents non métamorphiques sont analogues.

Nous pouvons, d'autre part, faire la corrélation entre les grès feldspathiques rouges que l'on trouve à la partie supérieure des séries de Youkounkoun et de la Falémé. Ces grès ont suffisamment de caractéristiques communes (couleur, granulométrie hétérogène, richesse en feldspaths détritiques, importance du sédiment pélicitique) pour qu'on puisse les assimiler malgré le danger de toute corrélation basée sur le faciès. Ceci étant admis, il apparaît que les pélites et argilites de la série de Youkounkoun correspondent aux pélites de la série de la Falémé et de la série de Mali. Cette identification se justifie, d'une part à cause de leur position stratigraphique, d'autre part parcequ'il s'agit dans les deux cas de formations très fines s'étant sans doute déposées dans un milieu assez profond. Il semble normal, dès lors, de comparer le complexe acide de la série de Youkounkoun avec le volcanisme sous-marin de la base de la série de la Falémé et avec le complexe rhyolitique observé à la base de cette même série dans les environs de Déléki. Nous verrons, dans un prochain chapitre que, bien que leur "chimisme" soit différent, ces groupes volcaniques peuvent être rattachés aux phénomènes volcaniques que l'on trouve liés à une orogénie. On peut donc considérer que ces trois groupes volcaniques sont liés aux mêmes causes profondes et que le début de leur mise en place a dû s'effectuer à peu près à la même époque.

Nous remarquerons que la tillite semble manquer dans la série de Youkounkoun⁽¹⁾; la raison de cette lacune n'est pas connue: peut-être la glaciation s'arrêtait-elle plus à l'Est? D'après ce que nous avons observé à Déléki, la tillite aurait dû se trouver entre le complexe volcanique de base et les pélites et argilites qui le surmontent.

(1) Rappelons cependant que vers la base des pélites, on a pu observer en aval de M'Pantié, une passée conglomératique qu'on peut être tenté de considérer comme une argile à blocs.

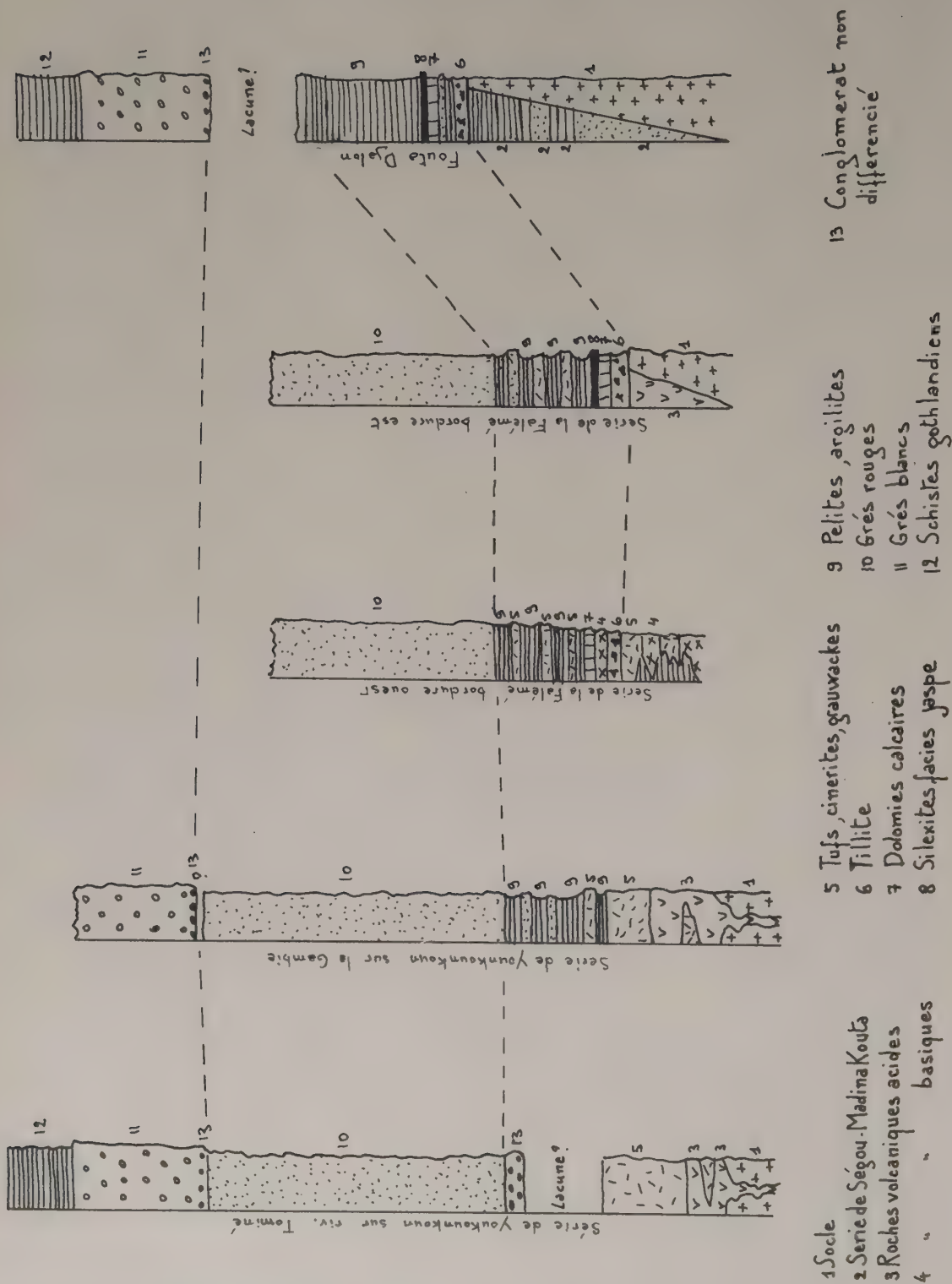


Figure: 33

Nous avons résumé sur le tableau ci-contre (fig.33) les principales caractéristiques de nos séries et les corrélations que nous proposons; nous n'y avons pas fait figurer les séries métamorphiques puisque nous les considérons comme l'équivalent métamorphique de ces mêmes séries.

X - AGE DES SERIES

A - INTRODUCTION

Les séries que nous venons d'étudier étaient considérées par nos prédécesseurs comme appartenant à des âges allant du Birrimien à l'Ordovicien. Nous avons montré dans les pages précédentes que les séries épimétamorphiques de la Koulountou, des Bassaris, de Bakel, pouvaient être considérées en réalité comme l'équivalent de séries reposant par ailleurs en discordance sur le Birrimien : l'âge limite inférieur ne sera donc plus Birrimien mais post-Birrimien.

Le terme le plus récent de toutes ces séries semble représenté par les grès blancs de la série de Youkounkoun. Au Sud, dans le synclinal bowé, ces mêmes grès blancs sont recouverts en concordance par du Gothlandien moyen daté : les principaux gisements ont été découverts près de Télimélé par H. SINCLAIR (1918) et par G. LECOINTRE et R. LEMOINE (1924) qui ont pu reconnaître *Monograptus priodon*, *Monograptus Ricartenensis* Lapworth, et *Retiolites* (*Gladiograptus*) *Geinitzianus* Barrandé.

D'après les déterminations les couches schisteuses de Télimélé appartiendraient à la base du Wenlock. On peut admettre que les grès blancs sont siluriens, ils ont tout d'abord été classés dans l'Ordovicien, de nouveaux arguments que nous exposerons ultérieurement, semblent indiquer qu'ils sont en réalité de la base du Gothlandien.

Dans les formations antérieures à ces schistes du Wenlock, aucun fossile stratigraphique n'a été découvert, ni par nous, ni par nos prédécesseurs. Ce fait n'est pas spécial au Sénégal : aucun fossile cambrien n'est connu en Afrique Occidentale, mis à part la zone du Zemmour en Mauritanie septentrionale, zone qui offre d'ailleurs beaucoup plus d'affinités avec le Sud marocain qu'avec le reste de l'Afrique de l'Ouest.

Nous sommes donc amenés à essayer de préciser l'âge de séries dont on sait qu'elles sont comprises entre le Birrimien (Précambrien moyen) et le Gothlandien moyen. Un problème de ce genre s'est fréquemment posé en diverses parties du monde et, au cours de ces dernières années, un effort particulier a été fait pour essayer de le résoudre ou de déterminer des règles permettant d'arriver à sa solution.

En 1957, a eu lieu un Colloque International du C.N.R.S. sur les relations entre Précambrien et Cambrien, et le problème des séries intermédiaires. Les différents exposés qui y ont été effectués ont fait l'objet d'une publication particulière (C.N.R.S. 1958).

Le Colloque a adopté trois résolutions :

- Sur proposition de L. CAHEN le voeu était émis qu'un programme de datation soit effectué sur les roches dont l'âge est estimé être à la limite entre Cambrien et Précambrien.
- Sur position de G. CHOURBERT et P. HUPE, le Colloque estime que le problème des stromatolithes en tant que fossiles stratigraphiques devait être abordé.
- Enfin sur la proposition de WHEELER et LELUBRE, une solution provisoire devait être cherchée dans l'établissement d'une série régionale étalon où la limite Cambrien - Précambrien serait précisée.

Ces trois règles de recherche ont-elle pu faire avancer notre problème ?

Il ne semble pas que la série régionale étalon ait pu être établie; le problème de l'utilisation des stromatolithes en tant que fossiles stratigraphiques ne semble guère avoir avancé depuis 1958 où M. DEFOSSEZ concluait sur une note négative. Remarquons d'ailleurs qu'au Sénégal les stromatolithes sont extrêmement rares et la plupart du temps mal conservés.

Nous avons pu, par contre, obtenir toute une série de mesures d'âges absolus effectuées au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Comme nous le verrons plus loin, les résultats de ces mesures sont venus confirmer nos conclusions sur l'âge des séries comprises entre le post-Birrimien et le Gothlandien moyen, conclusions auxquelles nous étions parvenus par l'interprétation d'une série de faits d'ordre paléogéographique, sédimentologique et structural.

B - FAITS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE

M. ZIMMERMAN (1958 , 1960) dans son étude générale du bassin de Taoudénii, a le premier, attiré l'attention sur l'importance du conglomérat glaciaire, signalé par R. FURON (1932) et L. BAUD (1933a) en tant que repère stratigraphique. Il semble en effet, d'après les exposés présentés au Colloque du C.N.R.S., et d'après un article de H. et G. TIERMIEU paru en 1957, qu'une glaciation d'une extraordinaire ampleur aurait eu lieu au Cambrien ou à l'Eocambrien.

On rencontre en effet, datant de cette époque, des traces de glaciation dans les pays les plus divers : Groenland, Pays scandinaves, Chine du Nord, Normandie, Tchécoslovaquie (Monts Zelezné Hory), Maroc, Australie (Mont Flinders) et même dans le bouclier brésilien.

D'après O. HOLTEDAHN (C .N.R.S. 1958) c'est BRÖGGER W.C. qui, au début du siècle, aurait introduit le terme d'Eocambrien pour désigner une formation comprise entre le Cambrien daté et le Précambrien de Norvège, la "Sparagmite formation ". Cette série comprend en réalité deux groupes : un groupe inférieur dolomitifère, un groupe supérieur avec une tillite. Les auteurs scandinaves les plus récents (O.HOLTEDAHN, C. POULSEN, B. ASKLUND in C.N.R.S. 1958) ont tendance à réserver le terme d'Eocambrien aux formations comprises entre la base de la tillite et le Cambrien daté. Au-dessous, entre la tillite et le Précambrien, les formations reçoivent des noms différents suivant les auteurs ; P.HUPE (in C.N.R.S. 1958) qui a tenté des corrélations entre le Cambrien du Maroc et celui d'autres régions, en particulier avec celui de Scandinavie, propose de les ranger dans l'Infracambrien.

La tillite, reconnue au Sénégal Oriental et sur ses confins guinéens, possède, nous l'avons vu, une grande extension dans toute l'Afrique de l'Ouest: il paraît donc normal de s'en servir comme niveau repère et de l'assimiler aux glaciations éocambriennes si développées dans les autres régions du Monde. Nous possédons donc, maintenant, trois âges repères : fin du Birrimien, Eocambrien, Gothlandien moyen.

C - FAITS D'ORDRE STRUCTURAL ET SEDIMENTOLOGIQUE

Nous avons déjà signalé les discordances existant dans les séries postébirrimiennes du Sénégal Oriental:

- Discordance de la série de Ségou-MadinaKouta sur le Birrimien,
- Discordance (marquée par la tillite) des séries de Mali et de la Falémé sur la série de Ségou-MadinaKouta et sur le Birrimien.
- Discordance dans la région située au S-O de Youkounkoun des grès feldspathiques rouges sur le complexe acide de base.

- Discordance probable au Sénégal oriental (prouvée en Guinée) des grès blancs sur les grès rouges.

Rappelons également que l'étude de la série de la Falémé et de celle de Youkounkoun a montré que, mise à part la région Sud-ouest de cette dernière localité, il y a évolution continue depuis la mise en place des complexes volcaniques de base jusqu'au dépôt des grès rouges. Cette évolution suit le schéma établi par J. AUBOIN (1958) sur l'évolution des géosynclinaux : volcanisme initial, période de vacuité représentée par la sédimentation pélitique, période de remplissage représentée par le dépôt des grès rouges qui, rappelons-le, ont des caractères de flysch.

Ces considérations nous ont amenés à attribuer les formations géologiques du Sénégal Oriental à trois grandes séries d'âges différents :

- 1°) Une série infra-cambrienne correspondant à la série de Ségou-MadinaKouta.
- 2°) Une série cambrienne groupant les séries de la Falémé, de Mali et de Youkounkoun et leurs équivalents métamorphiques. A l'intérieur de cette série nous avons fait les subdivisions suivantes :
 - Un groupe inférieur qui groupe les complexes de base, la tillite, les dolomies calcaires et les silexites à faciès jaspes qui les surmontent.
 - Un groupe moyen qui comprend le complexe pélitique ou argileux des séries de Mali, de la Falémé et de Youkounkoun.
 - Un groupe supérieur correspondant aux grès rouges des séries de la Falémé et de Youkounkoun⁽¹⁾.
- 3°) Une série post-cambrienne représentée dans la zone étudiée uniquement par des grès blancs sous-jacents au Gothlandien daté mais qui, nous le verrons dans un prochain chapitre, peut comprendre du Dévonien en Guinée et en Mauritanie. Les grès blancs du Sénégal avaient été attribués avec réserve à l'Ordovicien.

(1) Nous aurions pu également classer les grès rouges dans l'Ordovicien puisque dans certaines zones il y a une coupure entre eux et les formations qui leur sont sous-jacentes; cependant par corrélation avec la zone étudiée par C. BENSE (1961) nous les rangeons dans le Cambrien dont ils formeraient la partie supérieure. Cette attribution doit être prise avec réserves.

D - AGES ABSOLUS

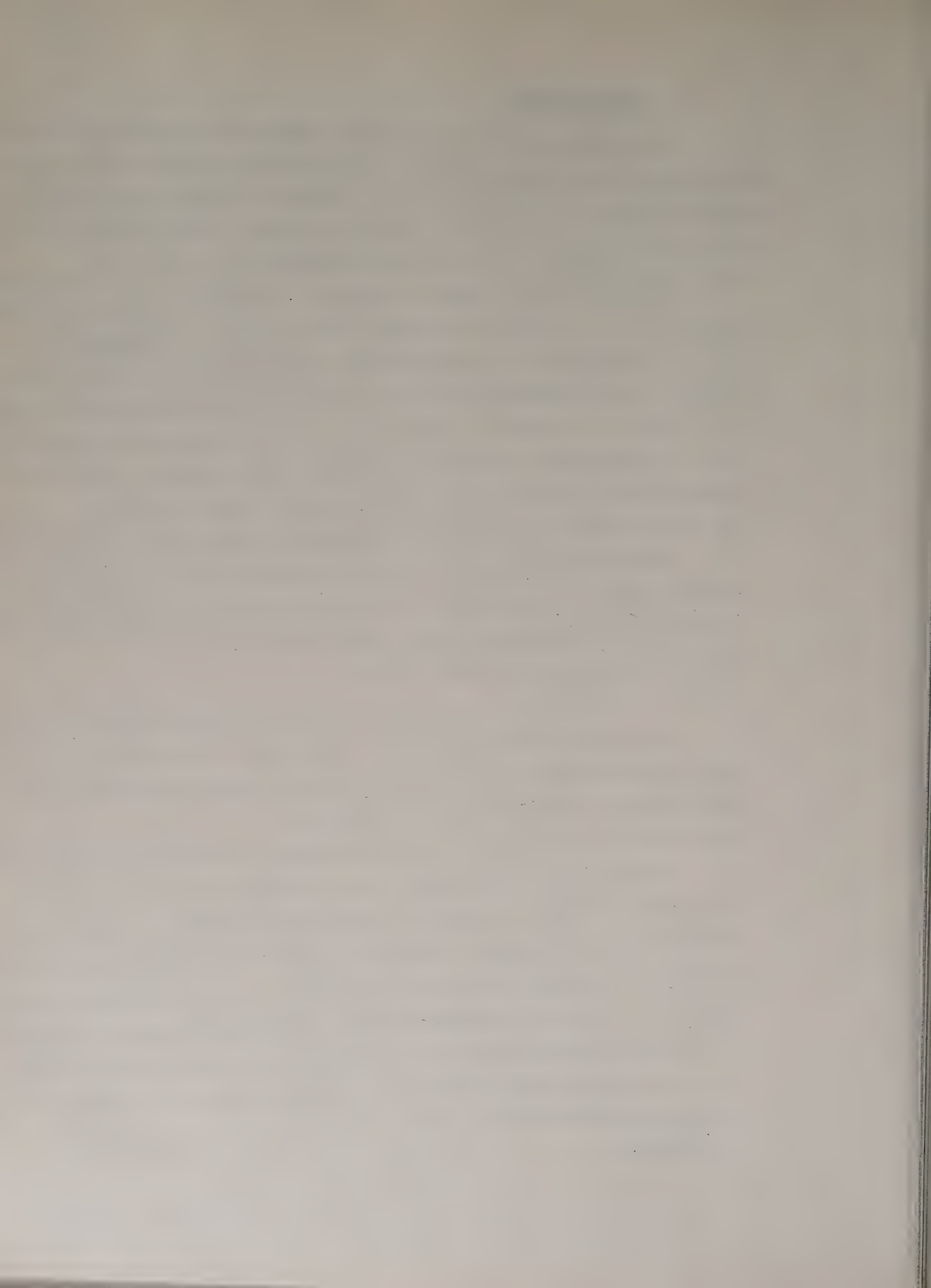
Les faits exposés au paragraphe précédent nous avaient donc permis d'obtenir une chronologie des séries post-birrimiennes. Cette chronologie reposait sur un fait précis : l'âge des schistes gothlandiens, et sur des corrélations plus ou moins lointaines, donc sujettes à caution : âge birrimien du socle, âge éocambrien de la tillite.

Nous avons eu la chance, au cours de la rédaction de ce mémoire, d'obtenir toute une série de mesures d'âges absolus déterminées au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand par Madame M. VACHETTE du B.R.G.M. et M. BONHOMME du C.N.R.S. Ces déterminations ont d'ailleurs fait l'objet d'une note (à paraître) à la Société Géologique de France, note à laquelle nous renvoyons le lecteur pour l'exposé des détails techniques et pour la discussion de la valeur de ces mesures. Nous donnons ici les principaux résultats obtenus et leur interprétation.

Rappelons tout d'abord que le socle métamorphisé et granitisé appartient bien au Birrimien : les granitisations qui l'ont affecté ont des âges variant entre 2011 et 2086 M.A. Des résultats analogues ont été trouvés par M. BONHOMME (1962) pour la granitisation éburnéenne qui a affecté le Birrimien de Côte d'Ivoire.

Une mesure effectuée sur des argilites rouges interstratifiées avec les calcaires oolithiques qui, à Walidiala, constituent la base de la série de Ségou-MadinaKouta, a donné un âge de 1022 M.A. Cette série est donc bien antérieure au Cambrien.

Nous ne possédons pas de mesure pour les termes supérieurs de cette série, cependant une mesure faite beaucoup plus à l'Ouest permet d'entrevoir sa limite supérieure : la biotite du granite traversé par les dellénites de la base de la série de Youkounkour, semble avoir cristallisé ou recristallisé autour de 645 M.A. ; il semble donc qu'à cette époque il y ait eu une orogénie assez importante pour qu'elle entraîne soit une granitisation, soit une modification des terrains du socle. On peut supposer qu'il s'agit de celle qui eut lieu après le dépôt de la série de MadinaKouta et qui entraîna son érosion à l'Ouest du médien 12°25.



La série de Ségou-MadinaKouta a donc débuté autour de 1 milliard d'années et s'est sans doute terminée un peu avant le Cambrien autour de 650 M.A. Jusqu'à présent, nous l'avions attribuée à l'Infracambrien. Ce terme, très utilisé en Afrique Occidentale, est commode en ce sens qu'il permet d'opposer des formations antérieures au Cambrien mais non métamorphiques et peu ou pas plissées, au Précambrien qui évoque l'idée de vieux terrains plissés et métamorphisés. Il faut avouer cependant, que l'Infracambrien est assez mal défini et qu'en particulier il ne comporte aucune limite inférieure : peut être la multiplication des mesures d'âges absolus permettra-t-elle de préciser les limites de cet étage vers le bas mais, pour le moment, il reste imprécis. Il semble que, dans le cas de la série de Ségou-MadinaKouta, le terme infracambrien ne puisse être employé : puisqu'elle débute à 1 milliard d'années, on doit la classer dans le Précambrien (partie supérieure). Cependant, étant donné qu'actuellement le terme infracambrien est très employé parmi les géologues de l'Afrique de l'Ouest, chaque fois que nous parlerons de Précambrien supérieur, nous rappellerons qu'il s'agit de l'ex-Infracambrien.

Une mesure effectuée sur la fraction argileuse d'une argillite surmontant le complexe volcanique de base de la série de Youkounkoun, donne un âge de 560 M.A.; par corrélation, on peut donc attribuer le même âge aux séries de la Falémé et de Mali. L'attribution de ces pélites au Cambrien (groupe moyen) est donc vérifiée. Ce résultat prouve que les séries attribuées jusqu'en 1958 au Falémien sont bien, en réalité à rattacher au Cambrien dont elles constituent un faciès particulier. Le terme falémien peut être conservé à titre descriptif de la même façon que l'on parle, par exemple, de faciès briançonnais : les formations ex-falémiennes possèdent, en effet, des caractéristiques spéciales puisqu'elles ont été déposées dans une fosse géosynclinale, puis plissées et en partie métamorphisées ; il est donc commode de parler de Cambrien à faciès falémien.

Les mesures d'âges absolus nous ont donné d'autres renseignements précieux sur l'âge des mouvements qui ont affecté ce Cambrien à faciès falémien :

- Des pélites de la base de la série de Youkounkoun prélevées dans une zone où elles passent aux schistes sériciteux de la série de la Koulountou, ont donné un âge de 433 M.A. : il s'agit de l'âge du métamorphisme et non du dépôt de la roche puisque nous avons vu que la même formation datait de 560 M.A.

- Une rhyolite du complexe de base de cette même série semble également avoir subi un métamorphisme ou un rhéomorphisme datant de 441 MA. Il semble donc qu'autour de 430 ou 440 M.A. il y ait eu un métamorphisme qui, nous l'avons vu, est lié à la tectonique. Cette tectonique aurait donc eu lieu ~~entre~~ ^{entre} l'Ordovicien, ~~et~~ le Gothlandien. Nous savons que les grès blancs sont concordants avec les schistes gothlandiens qui les surmontent : ils ne peuvent donc s'être déposés d'après les plissements de 440 M.A. Ces grès blancs ne seraient donc pas ordoviciens comme on le supposait auparavant, mais représenteraient la base du Gothlandien.

La muscovite d'un schiste de la série de Bakel a donné un âge de 358 M.A.; celle d'un micaschiste (à biotite et muscovite) de la même série, donne un âge de 357 M.A. Il semble donc qu'entre 355 et 360 M.A. (à la fin du Dévonien) la série de Bakel ait subi un métamorphisme. Ce phénomène pourrait être lié à l'orogénie qui a plissé la série débutant par les grès blancs du Gothlandien dont nous venons de parler ci-dessus. En effet, en Mauritanie, (voir chapitres "tectonique" et "corrélation") on possède des preuves d'un plissement post-Dévonien, anté-Carbonifère.

La biotite du micaschiste dont la muscovite a été datée de 357 M.A., a donné un âge plus récent de 206 M.A. Nous verrons dans le chapitre consacré au métamorphisme des séries paléozoïques, comment interpréter cet âge.

Ainsi, les mesures d'âges absolus semblent vérifier le schéma stratigraphique auquel nous étions parvenus. Elles ont permis de préciser l'âge de certains éléments et ont montré que les deux orogénies post-cambrienne et post-dévonienne que nous avons pu définir par des arguments tectoniques, avaient été accompagnées ou précédées par du métamorphisme.

Enfin, elles montrent qu'une autre orogénie a eu lieu à la fin du Pré-cambrien. (645 M.A.).

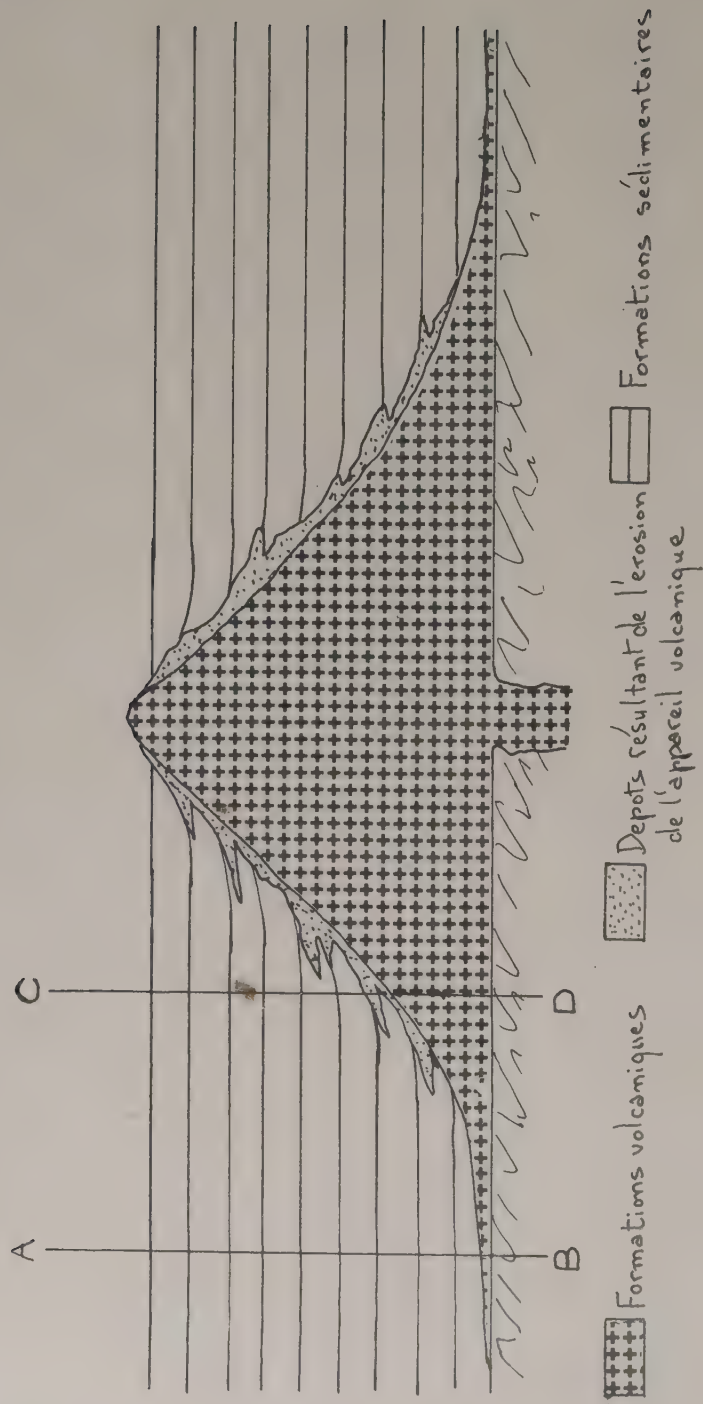


Figure: 34

XI - VUES D'ENSEMBLE SUR LES SERIES POST-BIRRIMIENNES DU SENEGAL ORIENTAL

Après avoir étudié chacune des séries qui composent cet ensemble, nous avons pu montrer les relations qui existaient entre elles et les replacer dans l'échelle stratigraphique.

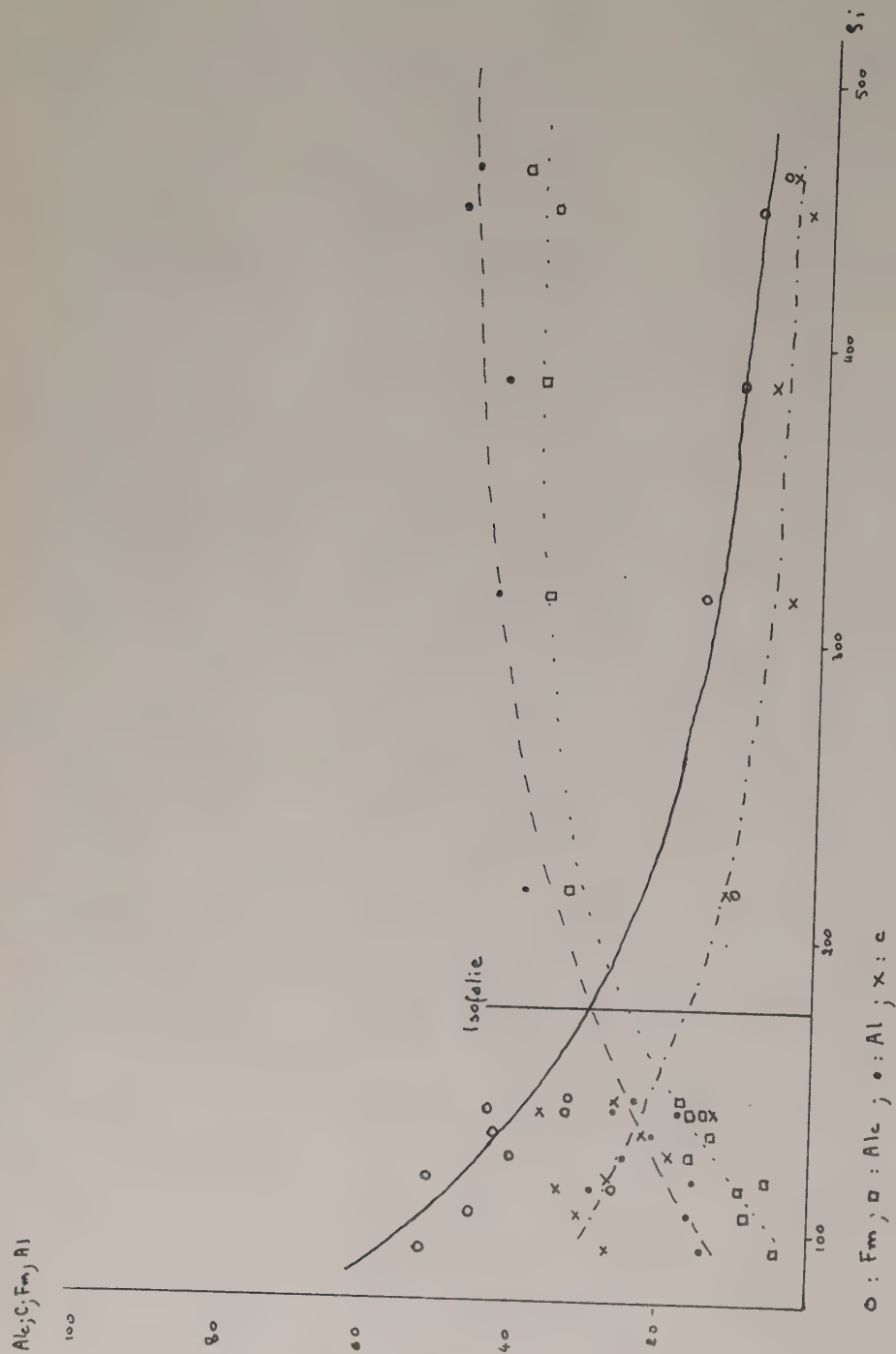
Dans les paragraphes qui vont suivre, nous allons reprendre et compléter l'étude de certains points traités jusqu'ici à l'échelle de chaque série et que nous envisagerons sous un angle plus large.

A - VOLCANISME DE LA BASE DU CAMBRIEN

Bien que situées en grande partie sous la tillite, les formations volcaniques que nous allons étudier, font partie nous semble-t-il, du cycle cambrien et non précambrien, ceci pour les raisons suivantes :

- Nous avons pu voir, lors de l'étude de la série de la Falémé, qu'aux environs de M'Béma des formations volcaniques étaient interstratifiées ou recoupaient la tillite.
- Dans les ^{pelites} de la série de la Falémé et de Mali, des grauweekes, des cinériles, prouvent que les activités volcaniques se sont poursuivies pendant tout le dépôt du groupe moyen du Cambrien. Aucun dépôt de ce genre n'est connu dans la série de Ségou-MadinaKouta.
- La concordance entre les termes sédimentaires de la série de Youkounkoun et le complexe volcanique de base de cette série peut être observée en deux endroits :

Naturellement, il ne faut pas s'attendre à observer une concordance parfaite et générale entre les formations volcaniques et sédimentaires, ceci en raison de l'existence d'appareils volcaniques qui peuvent donner des reliefs importants : la concordance ne sera qu'exceptionnelle. La figure 34 montre un appareil volcanique mis en place au début du dépôt d'une série sédimentaire : seule la coupe A B indique qu'il y a eu concordance ; la coupe C D peut, au contraire, suggérer que le volcanisme appartient à un cycle différent de celui des formations sédimentaires. Il pourra y avoir en effet une discordance angulaire soulignée par des conglomérats ou d'autres formations détritiques résultant du début de la destruction du volcan.



VARIATION DES PARAMETRES DE NIGGLI

Figure: 35

Rappelons que l'étude pétrographique a permis de distinguer deux groupes : l'un à tendance acide comprenant des rhyolites, dacites et dellénites, l'autre plus basique comportant en particulier des spilites.

La répartition géographique de ces groupes mérite également d'être rappelée :

- Les roches acides semblent situées en bordure de la fosse "falémienne" : les rhyolites de Déléki sont placées sur la zone de cassure qui marque la bordure orientale de cette fosse ; le complexe acide de base de la série de Youkounkoun est placé sur une zone de fracture, il est directement en contact avec le socle granitisé birrimien.

- Les roches basiques au contraire semblent s'être mises en place dans l'axe de cette fosse.

Un examen rapide des compositions chimiques des différentes roches volcaniques de la base du Cambrien (voir tableau II hors texte) permet de reconnaître les deux groupements définis par l'étude pétrographique, et par leur répartition vis à vis de la fosse falémienne. Nous remarquons deux exceptions : l'échantillon 1349 qui est une andésite faisant partie du complexe acide du NickoloKoba semble au point de vue chimique proche du groupe basique des séries de la Falémé et des Bassaris. Au contraire, l'échantillon 397, qui fait partie de ce dernier groupe, offre beaucoup d'analogies avec les roches volcaniques acides.

Nous avons essayé de représenter graphiquement les résultats des analyses chimiques : divers procédés ont été employés.

- Le classique diagramme de " différenciation magnétique " de NIGGLI a été construit : nous l'avons fait figurer pour mémoire (voir figure 35). En effet, bien que les courbes obtenues soient assez régulières, il semble que les analyses soient trop peu nombreuses pour que l'on puisse être sûr qu'il s'agit bien de courbes homogènes et non de fragments de courbes différentes raccordées arbitrairement.

- J. JUNG (1955) s'inspirant de M.A. PEAKOK a proposé de faire varier le rapport
$$\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$
 en fonction de la teneur en SiO_2 . De même que pour le diagramme de NIGGLI il semble que nos analyses ne soient pas assez nombreuses. Nous obtenons sur la figure 36 deux groupements dont

$$Y = \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$$

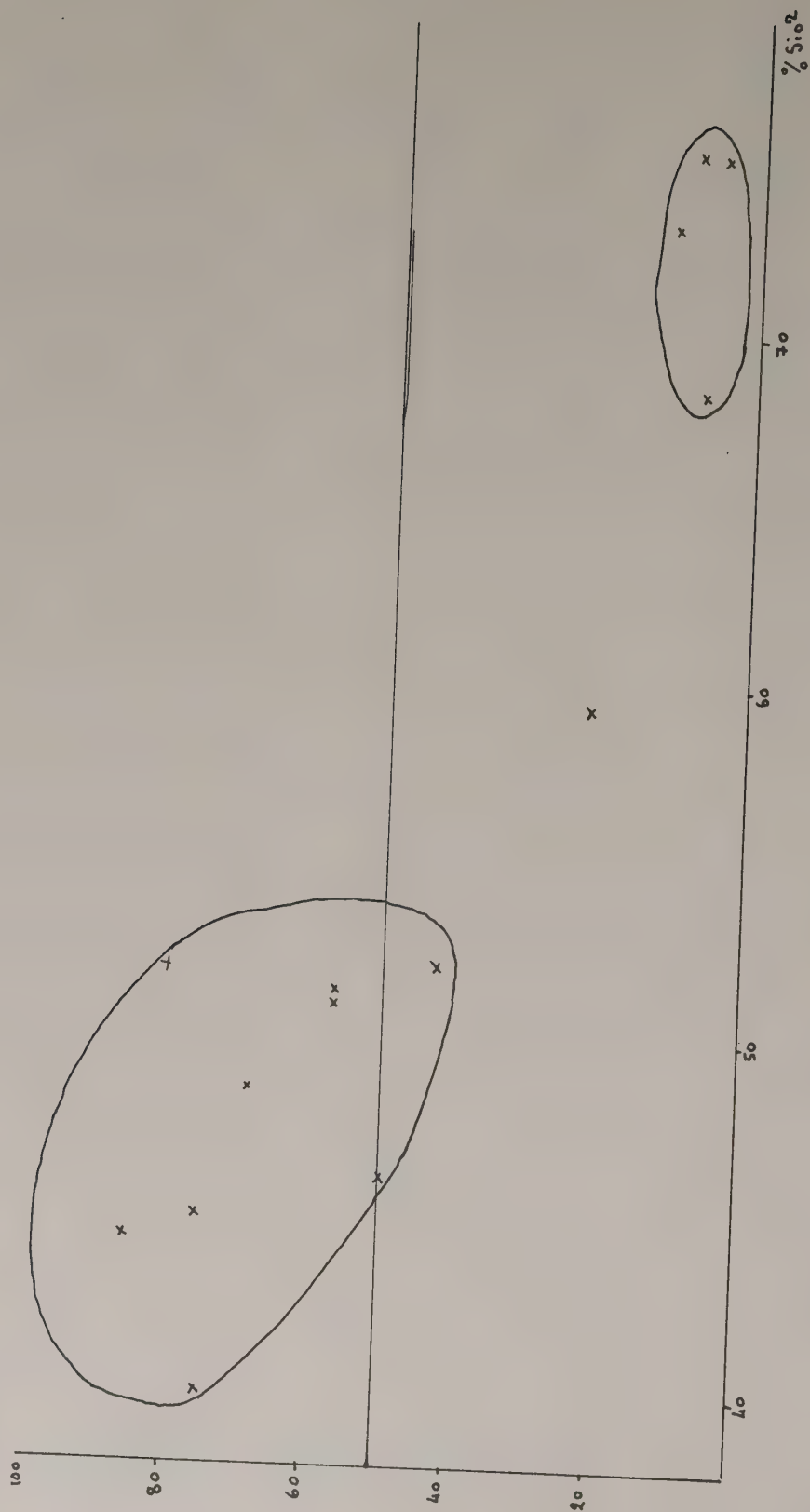
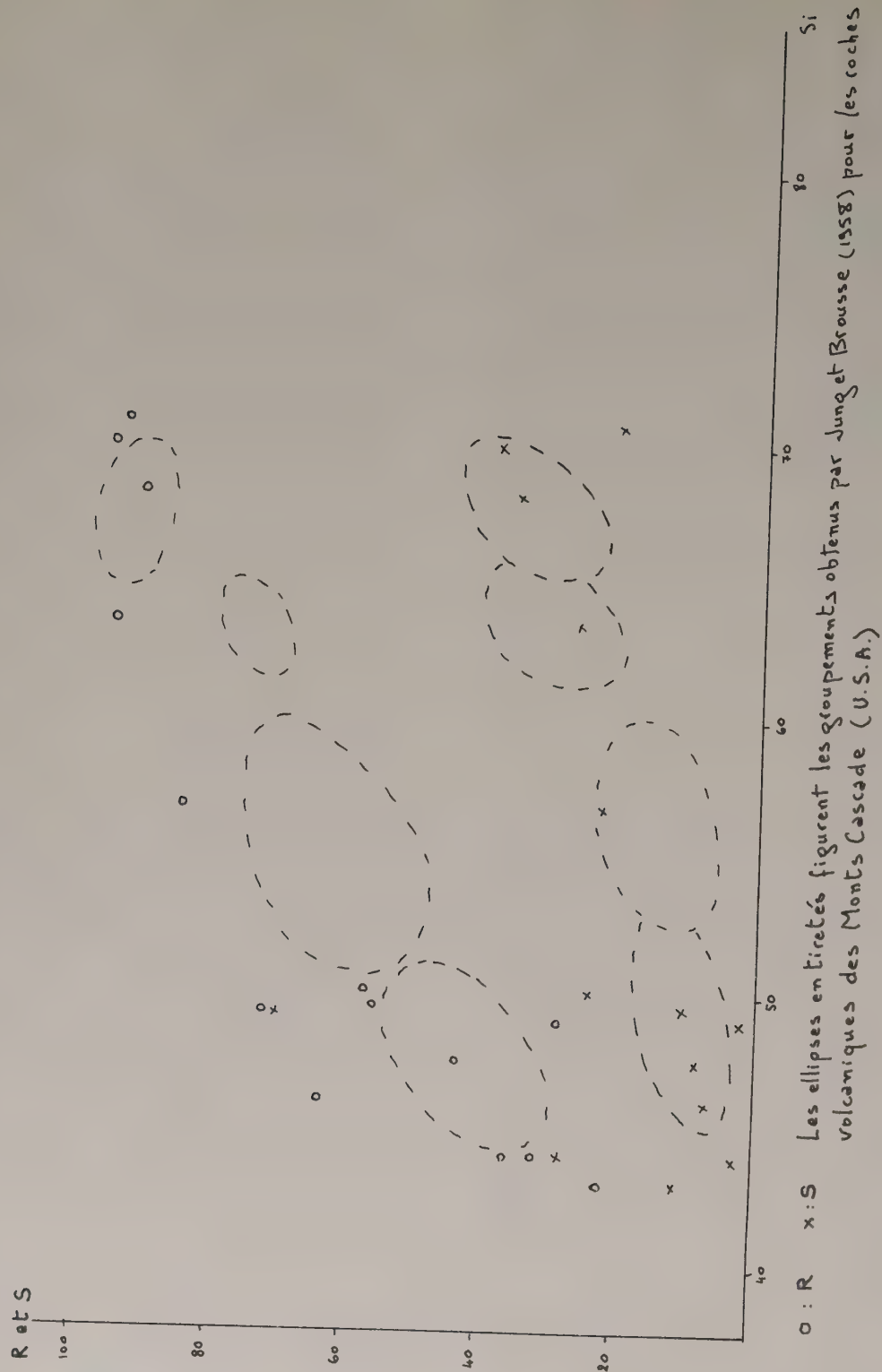


DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE

Figure: 36



DIAGRAMMES JUNG ET BROUSSE

Figure: 37

dont la liaison est assurée par une seule analyse. Il est donc difficile de savoir si ces deux groupements font d'une ou de deux courbes.

- Les diagrammes établis suivant la méthode de J. JUNG et R. BROUSSE (1958) où l'on fait varier les trois paramètres :

$$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \times 100 \quad ; \quad S = \frac{K}{K + Na} \times 100 \quad ; \quad T = \frac{Fe^{III}}{Fe^{III} + Mg} \times 100$$

ont été également construits ; la figure 37 permet de comparer les groupements obtenus, d'une part avec les roches du Sénégal oriental, d'autre part avec les roches volcaniques des Monts Cascades (U.S.A.).

- Nous avons également utilisé le diagramme triangulaire Q L M préconisé par C. BURRI et P. NIGGLI (1945).

Le calcul des paramètres se fait à partir de la base de la roche. Cette base correspond à la composition centésimale de la roche calculée à partir des résultats de l'analyse chimique en fonction d'un certain nombre de groupements moléculaires réels ou théoriques représentés par des symboles. Certains d'entre eux ont été groupés pour former les paramètres suivants :

Q = Q (Quartz)

L = Kp (Kaliophyllite) + Ne (Néphéline) + Cal (Aluminate de Ca) : il s'agit de l'ensemble des feldspaths et des feldspathoïdes.

M = Cs (orthosilicate de Ca) + Fa (Fayalite) + Fo (Forstérite) + Fs (Silicate de fer ferrique) + Ru (Rutile), etc..

Il s'agit de l'ensemble de base des éléments ferro-magnésiens.

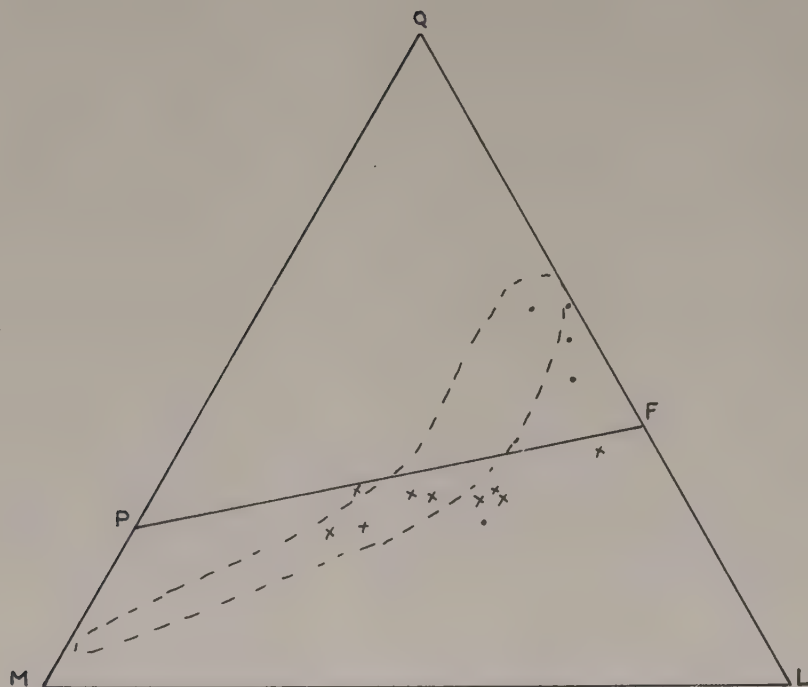
Ces trois paramètres Q, L, M, peuvent être calculés directement à partir des paramètres de NIGGLI en utilisant les formules simplifiées suivantes :

$$\begin{aligned} \text{Si alc} \geq \text{al} & : Q = \text{si} - (100 - \frac{1}{2} (\text{fm} + \text{c})) \\ & L = 6 \text{ al} \\ & M = 3 (\text{alc} - \text{al}) + \frac{3}{2} (\text{fm} + \text{c}) . \end{aligned}$$

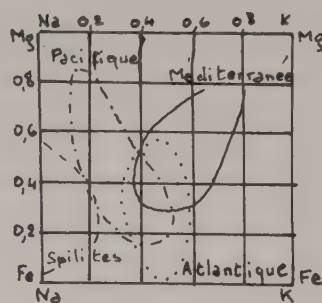
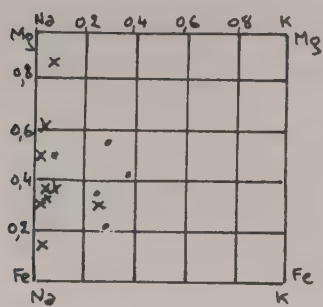
$$\begin{aligned} \text{Si al} < (\text{alc} + \text{c}) : & \\ & Q = \text{si} - (50 + 2 \text{alc} - \text{al}) \\ & L = 3 (\text{al} + \text{alc}) \\ & M = 3 (50 - \text{al}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Si} (\text{alc} + \text{c}) < \text{al} < (\text{alc} + 2 \text{c} + \text{fm}) & \\ & Q = \text{si} - (50 + 2 \text{alc} - \text{al}) \\ & L = 3 (2 \text{alc} + \text{c}) \\ & M = 3 (50 - (\text{alc} + \text{c})) \end{aligned}$$

On ramène le total Q + L + M à 100 en divisant les valeurs fournies par les formules exposées ci-dessus par la somme :
100 + si + al + alc.



La zone limitée par un tireté indique le groupement des points représentant les ophiolites des Dinarides (c. Burri et P. Niggli)



- Roches de la série de la Falémé et de la série des Bassaris
- x Roches de la série de Youkounkoun et de la série de la Koulountou

Figure:38

Le report sur un diagramme triangulaire est alors possible ; sur ce diagramme on représentera la ligne P.F; P est le point pour lequel $Q = 25$; $L = 0$; $M = 75$, il représente les pyroxènes. F est le point où $Q = 40$; $L = 60$; $M = 0$, il correspond aux feldspaths. La ligne PF est dite ligne de saturation car elle sépare les roches quartziques des roches non quartziques.

Nous avons appliqué cette méthode de représentation à nos roches: le diagramme obtenu permet de retrouver les deux groupes acide et basique (voir figure 38). Nous avons reporté les points représentant des ophiolites (C. BURRI et P. NIGGLI, 1945 p.164) ; il semble que nos roches puissent être assimilées à cette famille.

Le diagramme K., Mg fait à partir des paramètres de NIGGLI fait également ressortir les deux groupes que nous allons étudier séparément.

1°- Le groupe basique :

Sur le diagramme K. Mg les points représentatifs des roches de ce groupe sont concentrés le long de l'axe des Mg; ils occupent une zone tout à fait différente de celles occupées par les séries classiques (atlantique, pacifique ou méditerranéenne). J.M. PETERLONGO (1960) a construit un diagramme K. Mg avec les analyses d'une part des roches de la série spilitique de la Brévenne, d'autre part avec des spilites et albitophyres citées par TURNER et VERHOOGEN. Les groupements qu'il a obtenu coïncident de manière satisfaisante avec celui correspondant à notre groupe basique (voir figure 37).

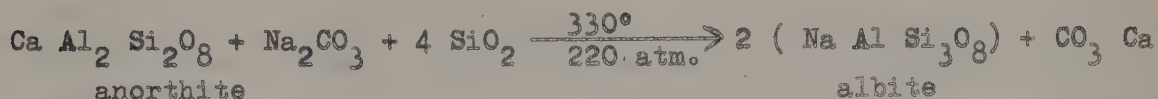
Les analyses chimiques viennent donc confirmer ce que nous avaient suggéré les observations de terrain et l'étude pétrographique : les roches basiques et neutres de la série de la Falémé et celles plus ou moins transformées de la série des Bassaris appartiennent bien au groupe des spilites.

Nous évoquerons ici brièvement l'origine de ces roches au sujet de laquelle deux sortes d'hypothèses sont opposées :

- a) Hypothèses les plus anciennes : il y aurait eu une "spilitisation" postérieure à l'épanchement des laves. Ce phénomène se serait produit soit, par suite des conditions de mise en place en milieu sous-marin (P. TERMIER, 1897-98) soit par une métasomatose liée à une

phase de métamorphisme (R. PERRIN et M. ROUBAULT , 1941).

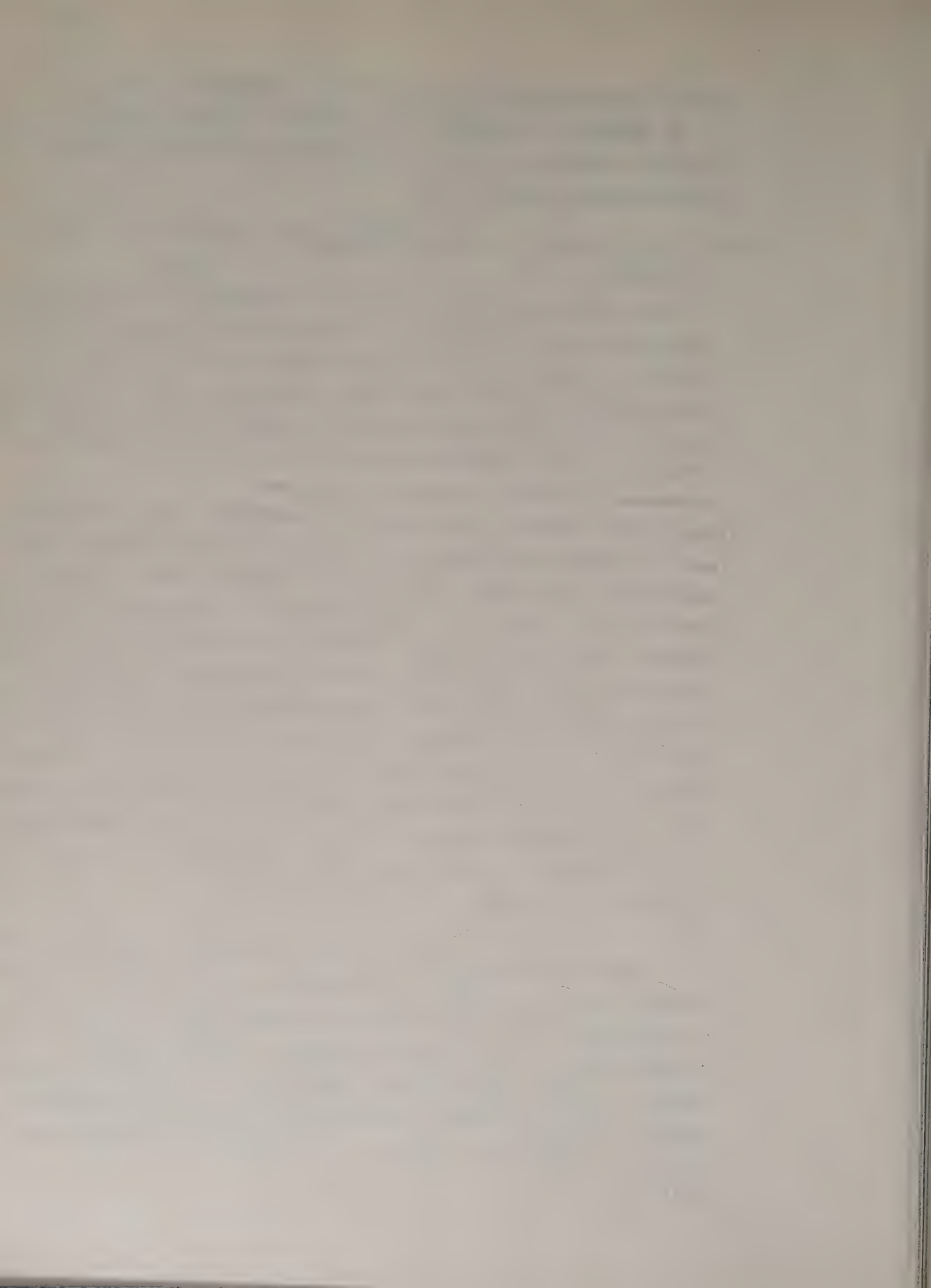
E. ESKOLA, V. VUARISTO, et R. RANKAMA (in Alsac 1962)
auraient effectué la réaction expérimentale suivante, prouvant l'origine secondaire des spilites :



Cette réaction semble expliquer la présence de minéraux caractéristiques des spilites, en particulier celle d'albite et de calcite. Elle se heurte au fait suivant signalé par M. VUAGNAT (1946) : nos roches ne montrent aucune trace d'anciens cristaux d'anorthite ou d'un autre plagioclase basique ; il semble bien que l'albite soit primaire et que la composition des spilites ne soit pas due à un phénomène postérieur à leur mise en place.

b) Hypothèses récentes : M. VUAGNAT, C.G AMSTUTZ (1957) estiment qu'il existe un magma spilitique cristallisant dans des conditions hydrothermales. J. L. TANE , dans une note récente (1961) a essayé de montrer qu'il y aurait eu " ~~spilitisation~~ " du magma avant son épanchement, dans un niveau assez profond: cet auteur estime que le magma en montant à la surface peut rencontrer de puissants niveaux aquifères qui le placent dans des conditions hydrothermales. Il se passe alors une sorte de différenciation : il y a enrichissement en soude et en chaux vers le haut, tandis que, vers le bas la potasse est concentrée. Pour J.L. TANE, les épanchements spilitiques passeraient en profondeur à des lamprophyres riches en potasse. Nous n'avons malheureusement pas les éléments qui nous permettraient de juger du bien fondé de l'hypothèse de J.L. TANE.

Pour nous résumer, nous pensons que les faits observés au Sénégal oriental semblent indiquer que les spilites de cette région résultent de la cristallisation en milieu hydro-thermal (présence d'albite de basse température) d'un magma spécialement sodique au moment de son épanchement. Ce magma était riche en fumerolles et en émanations hydrothermales comme le prouve la présence dans les terrains encaissants de filonnets de quartz et d'albite et des lentilles de jaspes rouges à hématite.



2°- Le groupe acide

Les différents diagrammes, et en particulier ceux faisant varier les paramètres R et S de J. JUNG et de R. BROUSSE montrent que les roches du groupe acide offrent beaucoup d'analogies avec celles de l'association calcoalcaline de type pacifique, encore nommée " basalt-andésite-rhyolite association " (F. TURNER et J. VERHOOGEN 1960). Les roches qui la caractérisent sont situées dans les grandes chaînes de montagnes de la Ceinture de Feu (Montagnes rocheuses, Andes, Nouvelle Zélande, Indonésie, Japon). Pour ces auteurs: " ces roches sont concentrées dans les secteurs continentaux de la surface terrestre et connaissent leurs développements les plus caractéristiques lorsque ces secteurs ont subi des mouvements orogéniques moyens ou forts ".

Au point de vue genèse l'opinion classique veut que les termes les plus acides (rhyolites, andésites) dérivent d'un magma basaltique par cristallisation fractionnée. TURNER envisage, au moins dans certains cas, que les termes acides peuvent être dus à une fusion différentielle des roches crustales.

Dans quelle mesure ces considérations théoriques s'appliquent-elles à nos roches acides ? Il semble que la position des roches volcaniques acides obéisse aux critères définis par F. TURNER et J. VERHOOGEN : elles se sont mises en place en bordure de la fosse falémienne, dans des zones qui, même si elles étaient immergées appartenaient au continent ou au craton. Nous savons en effet que :

- Le complexe de Déléki est situé sur les cassures marquant la bordure orientale de la fosse.
- Si la situation des complexes de NiokoloKoba et de la Tominé est moins bien définie, il n'en reste pas moins que nous avons pu observer l'intrusion des roches acides qui les constituent dans des granites représentant un socle " cratonisé ".

La position de ces venues acides contraste singulièrement avec celle des venues basiques qui se sont mises en place dans l'axe de la fosse, région où, malgré une importante tectonique, aucun granite n'est connu.



La pétrogénèse de ces complexes acides s'est peut être effectuée par fusion différentielle de la croûte terrestre suivant l'hypothèse avancée par F. TURNER et J. VERHOOGEN. Il semble toutefois que, au moins dans le cas du complexe du NiokoloKoba, la fusion ait été provoquée, non par enfoncement de la croûte, mais par montée de la couche basique : la géophysique (gravimétrie et aéromagnétisme) a démontré en effet que sous le complexe acide de cette zone, se situait une masse lourde et magnétique, probablement une roche très basique. Cette masse qui semble située à 3.000 mètres sous la surface actuelle est sans doute liée à des cassures profondes ayant joué à différentes époques, dont celle de la mise en place des roches acides. Les relations de cette masse basique avec le complexe acide ne peuvent s'expliquer de deux façons différentes : ou bien les diorénites et les andésites représentent les produits de la distillation fractionnée du magma basique ou, au contraire, ces roches sont le résultat de la fusion et de l'endomorphisme d'une roche crustale (en l'occurrence la base du granite de NiokoloKoba) par la masse basique. L. GLANGEAUD (1943) a montré en effet qu'un granite pouvait fort bien être fondu par un magma basaltique. Cet auteur suppose que la refusion granitique peut être favorisée par l'accumulation, dans la partie supérieure de la masse basaltique, de matières volatiles : d'après l'expérience de GORANSON (in E. RAGUIN 1957) la présence de 7% d'eau abaisse la température de fusion du granite de 1100 à 600°; celle-ci serait donc inférieure au point de fusion d'un basalte, même pauvre en éléments volatils. La théorie de L. GLANGEAUD semble d'ailleurs avoir été vérifiée par des travaux récents portant sur la composition isotopique du potassium (R. LETOLLE, 1962).

Il semble que ce processus puisse être appliqué aux roches acides ou neutres du complexe du NiokoloKoba. Nous avons groupé sur un diagramme triangulaire Q, Or, Pl (voir figure 31) les points représentatifs des granites et des roches du complexe acide : nous constatons que, à part le point correspondant à l'échantillon d'andésite n°1349, les points sont bien groupés. L'andésite, au contraire est nettement à part; elle paraît représenter le magma basaltique légèrement modifié par endomorphisme, tandis que les rhyolites et les diorénites

seraient les produits directs de la refusion du vieux granite.

B - TECTONIQUE DES SERIES POSTERIEURES AU BIBRIMIEN

1° - Introduction

Ce chapitre est consacré à la tectonique qui a affecté les séries post-birrimiennes du Sénégal Oriental; bien que l'étude de chaque série ait comporté un paragraphe donnant les caractéristiques de sa tectonique, nous avons estimé que la structure si complexe du Sénégal Oriental méritait d'être reprise de façon plus synthétique. Ce chapitre comportera deux grandes subdivisions : la première traitera de la structure, la seconde de l'âge des mouvements.

2° - Etude structurale

Suivant les définitions exposées par C.E. WEGMANN (in H. et G. TERMIER, 1956) nous distinguerons des structures de plusieurs ordres :

- Le premier ordre concerne des séries ou des groupes de plis.
- Le deuxième ordre correspond à des unités telles que: plis, nappes, blocs faillés.
- Le troisième ordre concerne des structures ne dépassant pas quelques mètres ou quelques dizaines de mètres.
- Le quatrième ordre s'applique à la trame ou à la texture des roches.

D'après ce que nous avons déjà vu, les séries paléozoïques et du Précambrien supérieur (Infracambrien) de l'Est Sénégal, peuvent au point de vue structural, être divisées en deux zones : l'une plissée, l'autre non plissée.

a) Zone non plissée

Elle comprend la série de Ségou-MadinaKouta et la série de Mali (exception faite de sa bordure occidentale qui est plissée). Il s'agit de séries monoclinales formées par des couches empilées dont l'étude est rendue délicate en raison de leurs faibles pendages. La mesure précise de ceux-ci exigerait qu'elle soit effectuée sur des plans de stratification assez étendus pour qu'on puisse prendre leur orientation

par des méthodes topographiques. Cette condition n'est que rarement réalisée car la surface topographique ne correspond pas généralement aux surfaces structurales mais à des surfaces d'érosion; de plus, les bancs repères sont peu nombreux. Notre étude sera donc assez imprécise.

Cette réserve étant faite, il n'en reste pas moins que nous avons pu mettre en évidence quelques particularités de la zone non plissée :

α Structures de 1er ordre

Chacune des deux séries forme une structure de premier ordre.

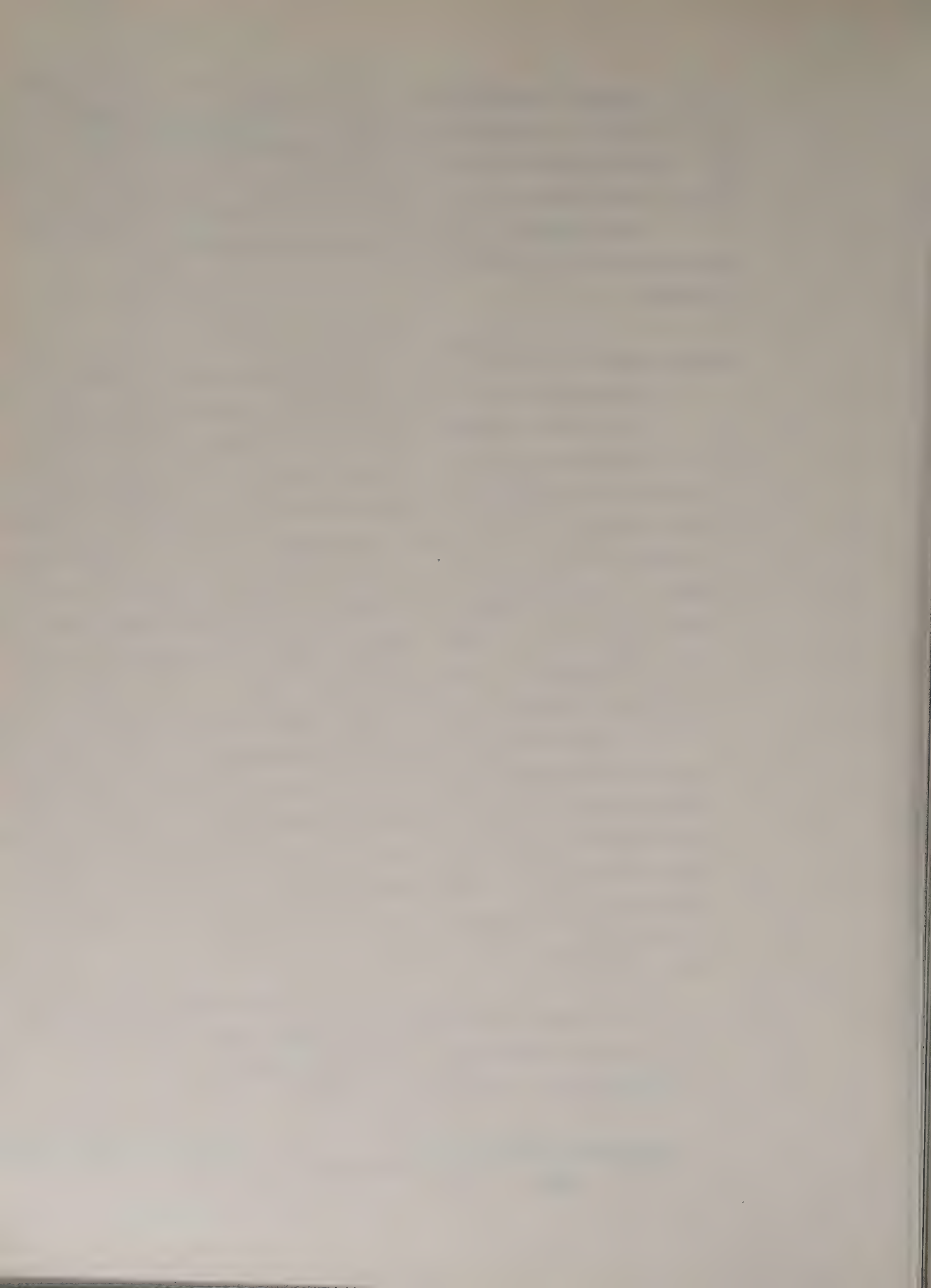
- La série de Ségou MadinaKouta est affectée de pendages qui, pour leur majeure partie sont dirigés vers le Sud Sud-est. De 5 à 7° pour les termes inférieurs, ils deviennent de plus en plus faibles en montant dans la série ; les termes supérieurs sont sub-horizontaux. Il semble donc que nous soyons en présence d'un bassin ou plus précisément d'une synéclise dont le centre était situé vers le Sud Sud-est. Le fait que vers l'Ouest les pendages de la série prennent des directions S-E, alors que vers l'Est ils ont tendance à être dirigés vers le Sud, suggère que, dans sa partie ouest, la bordure de la synéclise s'infléchissait vers le Sud.

- La série de Mali présente des pendages encore plus faibles que ceux de la série précédente : la plupart du temps ils ne peuvent être mesurés de façon valable. De petites structures très fines, l'existence probable d'un paléorelief au moment de la transgression de la série, viennent encore compliquer le problème. Cependant, en observant les bancs repères, nous ^{en}sommes arrivés à conclure que la série de Mali s'enfonçait vers l'Ouest : le centre du bassin était donc situé dans cette direction.

La zone plissée est donc composée de deux structures de premier ordre orientées de façon différente. Cet état de chose est matérialisé par une discordance cartographique.

β Structure de 2ème ordre

- Plis : On peut rattacher à une structure de 2ème ordre une



ondulation qui semble affecter la série de Ségou-MadinaKouta : on peut remarquer en effet qu'à ses deux extrémités ouest et est, la base de la série se trouve à une altitude plus basse qu'elle ne l'est dans la zone de Ségou-Vélingara. Cet état de chose est d'autant plus curieux que c'est dans cette zone que les gres de base ont leur plus grande épaisseur. Nous pouvons imaginer que, postérieurement à son dépôt, un bombement de faible extension a affecté à la fois la série de Ségou-MadinaKouta et le socle, donnant ainsi un anticlinal très aplati dont l'axe, d'après le réseau hydrographique et le tracé de la falaise, serait N-N.O.

- Cassures : Deux séries de cassures, dont les directions varient l'une entre le N-NE et l'E-NE, l'autre autour de N.O, affectent toute la zone non plissée. Sur la feuille Kéniéba au 1/200 000, on peut remarquer que certaines de celles à direction NE semblent avoir eu un rejet tel qu'elles ont pu influencer sur le tracé de la falaise bordière de la série.

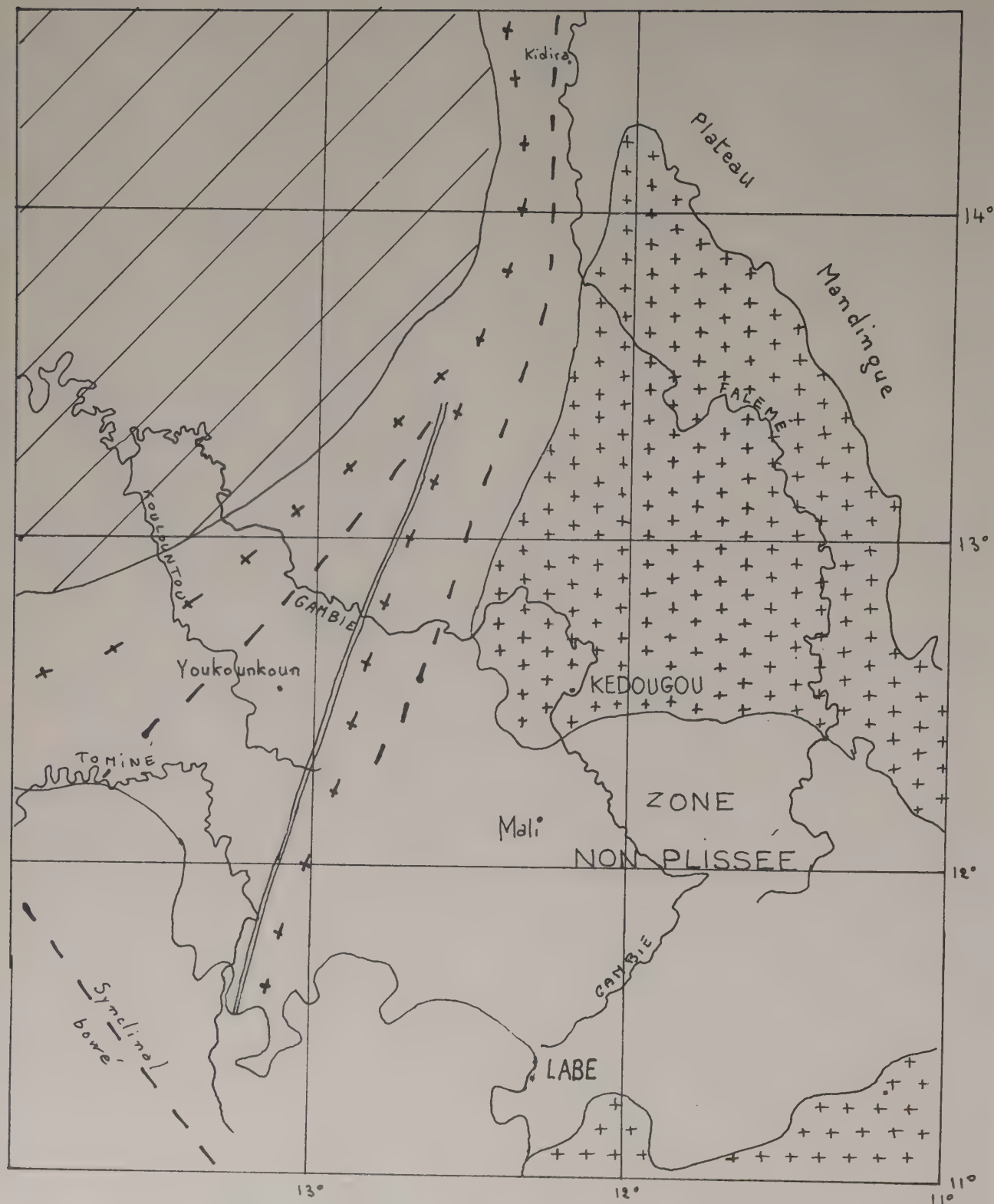
Il semble que les autres fractures n'aient pas eu de rejet appréciable; par contre elles ont joué un rôle important en tant que lieu de passage des venues doléritiques.

§ Structures de 3ème ordre

Ce genre de structures a été observé dans la série de Mali en particulier dans les pélites de la falaise située au Sud de Népîn-Peuhl. De petits plis dont l'amplitude varie entre quelques mètres et quelques dizaines de centimètres ont déjà été signalés. A cet endroit ils semblent liés à la mise en place d'un important sill de dolérite qui forme le couronnement de la falaise. La progression de ce sill entre les couches de pélites a dû s'accompagner d'une contrainte horizontale provoquant le " froissement " de ces roches. D'autres petits plis ont été signalés entre Lagodé, Népîn Diaka et Sanigourou; ils peuvent être liés au même processus ou peuvent avoir été causés par des tassements différentiels.

Comme on pouvait d'ailleurs s'y attendre, la structure de la zone non plissée est fort simple : nous y avons distingué deux structures de premier ordre à orientation différente et séparées par une

Figure:39



Repartition des structures de 1^{er} ordre

Echelle : 1/2'000'000

Le birrimien est figuré par des croix

discordance. Aucune de ces deux structures ne semble correspondre à une tectogénèse : il s'agit simplement de bassins ou de synéclises dont la tranquillité structurale a été parfois rompue, très rarement et très localement d'ailleurs, soit par des cassures de second ordre, soit ^{par} des plis de 3ème ordre.

b) Zone plissée

Elle correspond, pour sa majeure partie, aux séries intermédiaires plissées (ou falémiennes) des anciens auteurs; certaines zones épimétamorphiques étaient rattachées au Birrimien : nous avons vu que cet ensemble peut être considéré comme appartenant au Paléozoïque.

L'existence de plissements dans les formations de cet âge est connue depuis longtemps (F. JACQUET, 1934 ; Th. MONOD, 1952 ; L.RENAUD 1958), mais à part le premier auteur, on considérait généralement qu'il s'agissait de plissements locaux . Actuellement on considère qu'il s'agit d'une véritable chaîne plissée paléozoïque.

Au Sénégal cette chaîne disparaît à l'Ouest sous le bassin secondaire tertiaire. Vers l'Est elle repose directement sur le socle birrimien et ce n'est que dans l'extrême sud de la zone étudiée que l'on peut observer le passage entre zones plissées et non plissées. Nous avons décrit ce passage dans le chapitre consacré à la série de Mali; nous n'insisterons donc pas davantage sur les rapports entre les deux zones et passerons à l'étude structurale de cette zone plissée. Nous distinguerons encore plusieurs ordres de grandeur dans les structures.

α Structures de 1er ordre

1 - Structures souples (voir fig.39)

A la hauteur de la Gambie une coupe d'Est en Ouest permet de traverser successivement :

Le synclinorium de la Falémé dont le centre est marqué par des grès feldspathiques rouges formant soit une bande homogène, soit un alignement de petits massifs isolés. L'axe de cette structure se relève au Nord du parallèle 14°10 et au Sud du parallèle 12°20; Les grès rouges semblent en effet disparaître ou devenir très rares dans ces zones.

Vers le S-O de la feuille Kedougou au 1/200 000, il semble même que le synclinorium ne soit plus représenté et que l'on passe directement de la zone non plissée à l'anticlinorium des Bassaris. Remarquons d'ailleurs qu'un peu plus au Sud la zone plissée disparaît sous les grès blancs du synclinal bowé, elle reparaît au Sud de la Guinée et en Sierra Leone où elle prend le nom de série de la Roquette. D'après les géologues anglais cette série formerait une structure synclinale ; ce pourrait donc être le prolongement lointain du synclinorium de la Falémé. Vers le Nord, cette dernière structure se poursuit et, malgré quelques discontinuités, rejoint le synclinorium de Ksar el Barka étudié par J. DELPY (1958).

Le synclinorium de la Falémé est orienté N-NO et très déjeté vers l'Est, ce qui lui donne l'apparence d'une série monoclinale ; la tectonique est plus violente à l'Ouest qu'à l'Est : nous reviendrons sur ce point lors de l'étude des structures de deuxième ordre.

L'anticlinorium des Bassaris correspond à la série du même nom et à la bordure ouest de la série de la Falémé.

Cette structure possède une orientation N-NE, donc concordante avec celle de la série de la Falémé ; elle semble, pour sa majeure partie, déjetée vers l'Est, mais moins nettement que le synclinorium de la Falémé : les pendages sont souvent subverticaux et, sur la bordure ouest de la série, peuvent être dirigés vers le Sud-est. Vers le Nord l'anticlinorium des Bassaris se raccorde avec celui de la Koulikou : leur prolongement (qui correspond à la série de Bakel et au flanc ouest de la série de la Falémé) se poursuit en Mauritanie, c'est l'anticlinorium de Ledfotar (C. BENSE et J. DELPY , 1958). Au Sud l'anticlinorium des Bassaris disparaît sous les grès blancs du synclinal bowé.

Le synclinorium de Youkounkoun forme une vaste structure fermée vers le N-E. Son axe est marqué par une série de synclinaux de grès blancs (Badiar, Dalaba, Banharé). Plus complexe dans le détail que les structures précédentes, on peut considérer de façon très générale que l'axe du synclinorium de Youkounkoun est NE-SO et qu'il s'enfonce vers le S-O.

Vers le S-O, les grès blancs du synclinal bowé (grès qui sont

semblables à ceux du Badiar) recouvrent en le prenant en écharpe, le synclinorium de Youkounkoun.

L'anticlinorium de la Koulountou : il correspond à la série de la Koulountou et aux bordures ouest de la série de Youkounkoun et de celle de la Falémé : orienté NE-SO, il prend vers le Nord une direction N-NE et se raccorde avec l'anticlinorium des Bassaris. Cette structure semble légèrement déjetée vers le S-E.

Enfin, bien que situé beaucoup plus vers le S-O, nous mentionnerons l'existence du synclinal bowé dont la bordure de grès blancs prend en écharpe la partie S-E du synclinorium de Youkounkoun, l'anticlinorium des Bassaris, et, vers le Sud de la Guinée, le prolongement probable du synclinorium de la Falémé. Rappelons que ce synclinal bowé a une direction N-O et que son centre est constitué par du Dévonien daté.

La géophysique nous a fourni des données précieuses sur ces grandes structures : il semble, en effet, que le socle y ait largement participé. Le fait qu'un large " panneau " granitique (probablement birrimien) affleure à la base de la série de Youkounkoun, pouvait d'ailleurs nous le laisser prévoir. Nous avons pu, d'autre part, avoir la preuve que le socle avait subi de profondes cassures : il semble donc que l'effort tectonique fracturait le socle qui jouait sous forme de blocs rigides; la couverture paléozoïque s'adaptait à ces mouvements sans doute plus ou moins verticaux, en donnant des structures de style souple.

La mise en évidence de ces structures de premier ordre, l'étude de leurs directions, nous permettent dès maintenant de tirer quelques conclusions :

- Le dépôt des grès blancs qui forment la base du synclinal bowé, semble correspondre à une transgression marquant une forte discordance : nous avons vu, en effet, que ce synclinal recoupe deux sinon trois de nos structures de premier ordre.

- Le fait que vers son extrémité S-O l'anticlinorium de la Koulountou prenne une direction E-NE se détachant nettement de la direction

N-NE qui semble commune à toutes les structures au Nord du Sénégal Oriental et en Mauritanie, peut être interprété de deux façons différentes : soit comme une virgation à extrémité libre de même nature que celle décrite par ARGAND (1924) en Perse , soit comme une adaptation à la poussée correspondant au synclinal bowé.

2 - Fractures

Nous pouvons considérer comme une fracture de premier ordre, le grand accident séparant les séries de Youkounkoun et des Bassaris. Rappelons que nous interprétons cette faille comme étant due d'une part à une poussée, d'autre part au réajustement entre la série de Youkounkoun dont l'axe plonge vers le S-O et le groupe des séries des Bassaris et de la Falémé dont les axes se relèvent vers le Sud.

β Structure de 2ème ordre

Il s'agit de plis individualisés ou de blocs ayant une certaine unité, dont l'association aboutit à une structure de premier ordre.

1 - Structures souples

Bien que les failles jouent un rôle important dans les structures de premier ordre, il n'en reste pas moins que, d'une façon générale, celles-ci sont caractérisées par une tectonique souple. On peut en effet considérer chacune de ces grandes structures comme une ample ondulation ayant un profil sinusoïdal.

L'étude des plis élémentaires formant cette " sinusoïde " est rendue délicate, d'une part ^{à cause} de la rareté des affleurements dans la zone étudiée, d'autre part en raison du grand nombre de facteurs qui contrôlent l'amplitude des plis et la valeur des pendages : nous donnons ci-dessous des exemples de l'influence de quelques-uns de ces facteurs :

- Intensité de la tectonique : l'étude de la coupe de la Gambie à son extrémité est, nous a permis de constater que, dans un même niveau, l'amplitude des plis et la valeur des pendages ^{augmentaient} en allant vers l'Ouest.
- Niveau stratigraphique : la coupe du Kodal montre que les pélites du Cambrien (groupe moyen) ont des plis plus redressés et plus serrés que

les grès du Cambrien (groupe supérieur) qui les surmontent, même lorsque ces deux niveaux sont situés dans une zone où l'intensité tectonique semble constante. Il peut s'agir de dysharmonie de plissements comme on en observe dans les plis concentriques.

- Compétence des roches : à la base de la série de Youkounkoun, aux environs de M'Pantié, les pélites et argilites de base présentent souvent des plissements qui sont inconnus dans les dellénites et les cinérites qui leur sont sous-jacentes.

L'interprétation de toute structure du deuxième ordre sera donc délicate puisqu'elle devra tenir compte de ces différents facteurs. Nous allons donner brièvement les caractéristiques des plis de deuxième ordre dans chacune des grandes structures.

- Synclitorium de la Falémé : la direction des structures de deuxième ordre est sensiblement parallèle à la direction générale du synclitorium. L'amplitude des plis est variable : sur la bordure orientale la largeur de chaque synclinal ou anticlinal élémentaire peut varier entre une centaine de mètres et un kilomètre. Dans les grès rouges du Cambrien (groupe supérieur) situés au centre du synclitorium, les photos aériennes montrent des structures dont la largeur varie entre 0,5 et 2 km pour des longueurs pouvant dépasser 5 km.

Sur le flanc ouest du synclitorium, aucune structure du deuxième ordre n'a pu être clairement mise en évidence, exception faite, pour la coupe du Kodai où des plis ont été observés dans les pélites et schistes sériciteux; la largeur de ces plis peut être inférieure à une centaine de mètres.

A la hauteur de la Gambie, le plan axial des plis est sensiblement vertical aux environs de Déléki ; en allant vers l'Ouest, il prend rapidement un pendage dirigé vers l'O-NO qui varie entre 35 et 60°. Au Nord il semble que le plan axial reste proche de la verticale : des synclinaux à flancs symétriques ont été observés dans les grès feldspathiques rouges du Cambrien (groupe supérieur). On remarque cependant que les pendages vers le N-O sont les plus fréquents.

- Anticlinorium des Bassaris : Aucun pli de deuxième ordre^{n°} a été défini de façon certaine dans cette structure, où l'apparition de la schistosité vient gêner les observations. Les grès quartzites du village d'Etiolo, correspondent peut être à un synclinal pincé; les spillites qui, sur la rive droite du Diahrira, à la hauteur de la route Kédougou-Youkounkoun, forment un arc de cercle, soulignent-elles la fermeture d'un pli ? Nous n'avons pu nous en assurer. Nous savons toutefois (voir le paragraphe consacré à la tectonique de la série des Bassaris) que le plan axial des structures semble correspondre au plan de schistosité. D'après les pendages, l'anticlinorium des Bassaris aurait donc eu des structures de deuxième ordre déjetées vers l'Est, à l'Est, vers l'Ouest, à l'Ouest : il aurait donc une structure en éventail, caractéristique des zones à forte compression.

- Synclinatorium de Youkounkoun : Les structures de deuxième ordre constituant ce synclinatorium sont délicates à interpréter. Il faut tout d'abord se garder d'appliquer à l'ensemble de la structure de premier ordre, les conclusions auxquelles on arrive en considérant les structures de deuxième ordre observées dans les grès blancs : nous avons vu au paragraphe précédent que la base de ceux-ci correspond à une discordance bien marquée puisque le synclinal bowé recoupe au S-O le synclinatorium de Youkounkoun. Nous étudierons donc séparément les structures des grès blancs et celles du reste de la série :

- . Les plis de deuxième ordre observés dans les grès blancs ont déjà été décrits lors de l'étude de la série de Youkounkoun : nous rappellerons brièvement leurs caractéristiques. Trois structures synclinales ont été observées (mis à part le synclinal bowé) ce sont celles du Badiar, de Dalaba et de Banharé. La première constitue un synclinal à flancs sensiblement symétriques dont les pendages ne dépassent pas 30° et aussi le plus souvent autour de 10°. La seconde semble avoir, à l'origine, été une structure du même style mais moins étendue; un ou plusieurs accidents cassants ont fait disparaître son flanc sud. La dernière, le synclinal de Banharé, semble avoir été plus vigoureusement tectonisé : en fait il s'agit d'une structure complexe (d'un autre petit synclinatorium) qui semble déjeté et couché vers le N-O.

La tectonique ayant affecté les grès blancs semble donc avoir été de moins en moins intense en se dirigeant vers le S-O. Ceci peut être rapproché du fait que dans cette direction l'anticlinorium de la Koulountou prend une direction de plus en plus orientée vers l'E-NE. Nous avons émis au paragraphe précédent l'hypothèse qu'il pouvait s'agir d'une virgation du premier genre à extrémité libre : les observations faites sur les grès blancs viennent la renforcer.

Rappelons également qu'entre le synclinal du Badiar et la bordure N-E du synclinal bowé, existe une zone anticlinale dont l'axe semble affecté par des failles; cette zone, malheureusement située en territoire guinéen, donc inaccessible actuellement, semble très intéressante puisqu'elle constitue le raccord entre une tectonique ayant donné des plissements d'axe N-E et une autre orientée suivant l'axe N-O.

Pour nous résumer, l'étude des structures souples de deuxième ordre constituées par les grès blancs (qui, rappelons-le sont du Gothlandien inférieur) nous amène aux conclusions suivantes :

- Au Nord du parallèle 12°20 ces grès ont été plissés suivant une direction NE ; la tectonique devenait de plus en plus intense en montant vers le Nord.
- Au Sud, ces mêmes grès ont été plissés suivant une direction N-O par une tectonique peu intense.

Un problème se pose : s'agit-il de deux tectoniques successives? Nous verrons au chapitre consacré à la corrélation de nos séries avec celle des autres territoires de l'A.O.F., que le synclinal bowé ne semble pas affecté par des plis secondaires N-E ou N-NE. Cela éliminerait donc la possibilité d'une tectonique N-O suivie par une seconde de direction N-E. L'hypothèse inverse semble, elle aussi, assez improbable: il existe bien une série de fractures ou de virgations dans le tracé des contacts, ayant une direction N-O, mais les faits observés ne sont pas suffisamment significatifs pour que l'on puisse estimer qu'au Nord du parallèle 12° 20 la tectonique à axe N-O se soit fait sentir de façon nette.

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'hypothèse la plus probable est donc que les tectoniques de direction NE et NO sont sensiblement contemporaines.

- Dans les formations antérieures aux grès blancs, les plis de deuxième ordre ont été très rarement observés dans des conditions satisfaisantes : la plus grande partie de la série de Youkounkoun est constituée en effet par des grès rouges feldspathiques qui, étant très tendres, donnent de mauvais affleurements. Dans cette formation monotone, on n'a pu observer les structures ni sur le terrain, ni sur photos aériennes. Restent donc les pendages : leur interprétation le long de la coupe de la Gambie indiquerait qu'entre le point où cette rivière sort de la série des Bassaris et celui où elle quitte les grès rouges, ceux-ci formeraient trois synclinaux successifs séparés par des anticlinaux : la largeur moyenne de ces structures serait de l'ordre de 7 km. Il semble qu'en réalité la tectonique soit plus compliquée et qu'il existe des structures plus fines : au gué de Malape, par exemple, les grès feldspathiques rouges forment des plissements dont certains ont une largeur inférieure à 10 mètres, l'axe de ces plis plonge vers le S-O en concordance avec le plongement général du synclinorium de Youkounkoun.

Au Sud de la Gambie, les pendages de ces grès sont toujours assez forts (40 à 90°) le long de la bordure N-O du synclinorium et près de la faille qui sépare cette structure de l'anticlinorium des Bassaris. Au centre, au contraire, dans la région de Youkounkoun et de Koundara, les pendages ne dépassent pas 20° et semblent correspondre à une tectonique assez calme exception faite de la zone autour des rhyolites de la Tominé où des pendages de 50 à 80° ont été observés.

Il semble qu'il existe une différence de style structural très nette entre les grès blancs et le reste de la série.

La compétence plus grande de ces grès blancs, le fait qu'ils représentent un niveau supérieur, (dysharmonie de plissement), peuvent expliquer partiellement cette différence de style. Il est probable toutefois que, au moins sur la bordure N-O, cette différence soit due au fait qu'il y ait eu deux tectoniques superposées : l'une antérieure au dépôt des grès blancs, l'autre postérieure. Rappelons en effet que si le synclinal bowé ne recoupe pas l'axe du synclinal marqué par les grès du Badiar et de Banharé, il prend en écharpe plus au Sud le synclinorium de Youkounkoun.

- Anticlinorium de la Koulountou : Deux structures caractéristiques peuvent s'observer aux environs du confluent de la Gambie et du Niokolo-Koba :

- La plus importante constitue un anticlinal dont le coeur est occupé par un môle granitique, sans doute birrimien. L'examen de la carte permet de constater que, sur le flanc sud de ce môle, les formations volcaniques et sédimentaires de la série de Youkounkoun ont "moulé" le noyau granitique. Les pendages sont relativement faibles et il ne semble pas qu'il y ait eu de décollement permettant la formation d'une tectonique de style couverture. Sur le flanc nord de ce môle, une faille pentée vers le N-O sépare le granite des formations cambriennes. Il est remarquable de constater que les mylonites qui la jalonnent sont beaucoup plus développées dans le granite que dans les tufs ou les dellénites. La cassure que nous observons pourrait n'être que le rejeu relativement peu important d'un accident profond qui aurait fait remonter le bloc granitique.

- Un petit synclinal s'observe à la mare d'Oudiourou : il affecte les pélites et les tufs, sa largeur est d'environ 3 km. Vers l'Ouest il est limité par une faille pentée vers le N-O.

Dans la zone métamorphique la mise en évidence des structures est difficile, le plus souvent impossible. Une analyse structurale fine pourrait seule permettre de résoudre la question ; il semble toutefois que les massifs d'orthogneiss ou de granite étiré observés au gué de Damantan et autour de Massadala constituent le coeur de structures anticlinales analogues à celle décrite plus haut.

Vers le Nord, l'anticlinorium de la Koulountou après s'être rattaché à celui des Bassaris, se poursuit jusqu'aux environs de Bakel (après avoir passé à la hauteur du 14ème parallèle sous le bassin sédimentaire). Dans cette zone, il contient de grandes bandes isoclinales de quartzites, dont, malheureusement, nous n'avons pu déterminer avec certitude l'équivalent non métamorphique. Nous ne pouvons dire s'il s'agit de structures synclinales ou anticlinales.

D'une façon générale, l'anticlinorium de la Koulountou semble avoir, sur sa bordure est, des plis à plan axial subvertical ou légèrement penté vers le N-O. En allant vers sa bordure N-O le plan axial prend des pendages de plus en plus faibles, toujours en direction N-O. A l'Ouest de Bakel, les pendages ne dépassent pas 30° : J. BOIS (1961) a signalé des écaillages dans cette zone.

2. - Fractures

La plupart des failles inverses que nous avons signalées au cours de l'étude des séries, peuvent entrer dans cette catégorie de structure. Ces failles sont particulièrement abondantes dans les zones de passage entre métamorphique et non métamorphique; elles ont dû jouer de façon à accentuer le raccourcissement latéral des séries, raccourcissement insuffisamment absorbé par la tectonique souple. On peut estimer que dans certaines zones, en particulier dans la série des Bassaris, et dans celles de Bakel, de la Koulountou, et sur la bordure ouest de la série de la Falémé, il y a eu un véritable écaillage.

Nous classons également dans les fractures de deuxième ordre la faille, dont l'extension a été décelée par l'aéromagnétisme, et qui met en contact, au Nord de Soukouta, la série de la Falémé avec le Birimien.

Nous avons déjà signalé le système de fracture N-O et ses liaisons avec la tectonique responsable du synclinal bowé, nous n'y reviendrons pas.

3. Structures de troisième ordre

Il s'agit de structures de l'ordre du mètre; elles sont connues dans les termes inférieurs des séries de la Falémé et de Youkounkoun (voir photo 4, planche IX). Nous en avons également signalé une dans la série des Bassaris. Il s'agit de microstructures qui présentent l'intérêt de pouvoir être utilisées (BILLINGS , 1956) pour déterminer l'orientation du plan axial de structures d'ordre supérieur, et de mesurer le plongement de leur axe. Ces microstructures se forment dans les couches les plus incompetentes.

Les nombreuses diaclases observées dans toutes les séries peuvent être assimilées à des fractures de troisième ordre.

L'étude structurale de la zone plissée a permis de faire apparaître les points suivants :

- Les formations paléozoïques de style falémien ont subi de fortes compressions sur une direction O-NO, E-SE auxquelles elles se sont adaptées en formant des systèmes complexes de plis et de failles inverses. La direction de ces structures est N-NE, toutefois au sud du parallèle 13°20 apparaît, à l'Ouest, une virgation orientée E-NE correspondant à la branche sud de l'anticlinorium de la Koulountou.
- D'après les données structurales et géophysiques, il ne fait pas de doute que le socle ^{ait} été impliqué dans cette tectonique. Autant que l'on puisse s'en rendre compte, il ne semble pas qu'en règle générale, il y ait eu de décollements importants entre la couverture paléozoïque et le socle; la tectonique serait donc restée de revêtement pour sa majeure partie. Cependant, le fait que le centre de la bordure orientale du synclinorium de la Falémé soit déjeté, que l'anticlinorium des Bassaris ait une structure en éventail, peut indiquer que, dans certaines zones, la couverture s'est désolidarisée du socle : nous aurions donc localement des plis de couverture au sens d'ARGAND. La partie occidentale de la série de Bakel peut avoir également été affectée par une tectonique de ce style.

3° - Age des mouvements

L'étude structurale fait apparaître que le paléozoïque a probablement été affecté par deux tectoniques différentes mais en grande partie superposées; l'une se serait effectuée avant le dépôt des grès blancs de la base du Gothlandien, l'autre après.

a) Tectonique la plus récente

Elle est connue en Mauritanie où elle a affecté le Paléozoïque jusqu'au Dévonien compris (Th. MONOD, 1952 ; J. DELPY, 1958 ; C. BENSE, 1958 et 1961; etc...). Pour ces deux derniers auteurs, il ne fait pas de doute que les plissements de style falémien sont post-Ordovicien, probablement de la fin du Dévonien.

En Guinée, au sud de la zone étudiée, cette tectonique est responsable de la formation du synclinal bowé : cette structure est peu marquée, les pendages y sont le plus souvent inférieurs à 10° . Le contraste est grand si on compare cette faible tectonique avec celle, beaucoup plus violente, qui a affecté le Dévonien en Mauritanie.

Il n'est pas exagéré de dire que si, à la fin du Dévonien, le Paléozoïque de Mauritanie subissait de violents plissements, en Guinée la tectonique était calme. Le Sénégal oriental apparaît comme une zone de transition entre ces deux domaines de tectoniques différentes.

b) Tectonique la plus ancienne

La tectonique anté-gothlandienne ne semble pas être connue en Mauritanie : C. BENISE, (1961) estime que les formations cambriennes sont en parfaite concordance avec le reste du Paléozoïque. Cet avis est partagé par J. DELPY; cet auteur semble toutefois admettre qu'au Gothlandien inférieur il y aurait eu quelques mouvements épiorogéniques.

Au Sud, en Guinée et en Sierra-Léone, (voir chapitre corrélations) il semble que les mouvements anté-gothlandiens aient été très violents, ils ont donné des plis dont le prolongement semble correspondre à l'anticlinorium des Bassaris et au synclinorium de la Falémé.

Là encore, le Sénégal a joué un rôle de transition mais cette fois, entre une zone violemment plissée au Sud et une zone tectoniquement calme au Nord.

L'existence de ces deux tectoniques semble vérifiée par des mesures d'âges effectuées sur des roches métamorphisées au cours des orogénies auxquelles les plissements étaient liés.

- La première tectonique se placerait entre 430 et 440 M.A.
- La seconde, autour de 350 M.A.

L'existence de deux tectoniques successives étant admise, on peut se demander quelles ont été les zones où chacune d'entre elles s'est exercée; nous ferons encore abstraction de celles ayant eu pour effet le synclinal bowé pour ne considérer que les forces tectoniques qui ont donné des structures orientées N-NE et E-NE.

- Au Nord de la jonction de la série des Bassaris et de celle de la Koulountou, les deux tectoniques semblent avoir joué suivant la même direction; elles sont donc superposées. Nous pouvons considérer que ce résultat est acquis, du moins à l'échelle où nous avons travaillé; une étude structurale détaillée pouvant faire apparaître des divergences de détail.

- Au Sud, le problème est plus complexe : nous avons deux axes différents, l'un E - NE (série de la Koulountou), l'autre N - NE (séries des Bassaris et de la Falémé).

Il apparaît immédiatement que le premier de ces axes a joué lors de la tectonique post-dévonienne, puisque les axes des synclinaux de grès blancs sont alignés selon cette direction. Le deuxième axe, au contraire, ne semble pas avoir rejoué à ce moment là (au moins dans sa partie sud) puisqu'il est recoupé par le synclinal bowé post-dévonien. On remarque également certaines flexures dans le tracé de la faille qui sépare séries des Bassaris et de Youkounkoun, fait que l'on peut interpréter en admettant que cet accident a été déformé sous l'effet de la tectonique E-NE.

Faut-il en conclure que, au sud du 13ème parallèle, les deux tectoniques possèdent deux axes particuliers, la première N-NE, la seconde E-NE ? Nous ne le pensons pas : d'une part les pélites de la Koulountou (situées sur l'axe E-NE) ont subi un métamorphisme contemporain de la première tectonique, d'autre part, les accidents profonds qui ont contrôlé la mise en place du système éruptif acide de la base du Cambrien possédaient déjà une direction E-NE. Nous estimons donc que la tectonique anté-gothlandienne s'exerçait déjà suivant les deux directions E-NE et N-NE et qu'un "synclinorium de Youkounkoun" existait déjà à la suite de cette tectonique. La deuxième tectonique (post-dévonienne) avait eu une direction E-NE au Sud et s'infléchissait vers le N-NE au Nord du 13ème parallèle.

4°- Conclusions

La tectonique des séries postérieures au Birrimien, est complexe : nous avons pu, au cours des pages qui précèdent, montrer que deux grandes phases de plissements avaient eu lieu. Elles se sont exercées

dans la plupart des cas, suivant des directions parallèles ; nous n'avons que très grossièrement ^{pu} ~~en~~ définir les caractéristiques ; beaucoup de choses restent à faire dans le domaine tectonique : il semble en particulier que les deux phases de plissements dont nous venons de parler ne soient pas les seules. Les mesures d'âge absolu suggèrent qu'autour de 650 M.A. une orogénie a eu lieu qui, dans la zone de style falémien, aurait fait disparaître le Précambrien supérieur (Infracambrien). Nous avons vu d'autre part, que le dépôt des grès feldspathiques rouges avait probablement été précédé par la formation de cordillères ; nous n'avons pu mettre en évidence cette phase tectonique.

D'une façon générale la zone " de style falémien " semble avoir constitué une zone de faiblesse de l'écorce terrestre et avoir joué fréquemment.

C - LES FACIES METAMORPHIQUES DU PALEOZOÏQUE

1°-Introduction

Nous avons montré au cours de description des séries, que les formations paléozoïques pouvaient localement avoir été affectées par un métamorphisme léger ne dépassant pas généralement la zone des schistes sériciteux. Le fait que ce métamorphisme apparaisse dans les zones zones où plis et fractures sont les plus intenses, et que nous ayons observé de nombreux exemples de l'obliquité de la schistosité cristallophylienne sur l'ancienne stratification, semble indiquer que ce métamorphisme est lié à la tectonique dont il serait contemporain. Il ne s'agit donc pas (au moins pour la majeure partie de nos zones métamorphiques) du métamorphisme régional classique, où il est admis que la recristallisation a précédé le plissement.

Nous allons essayer, très rapidement, de donner une idée des causes de l'apparition de ce métamorphisme, nous aborderons ensuite le problème de l'époque où il s'est formé.

2°- Apparition du métamorphisme

Mis à part les schistes et quartzites à muscovite observés à l'Ouest de Bakel, le métamorphisme des séries paléozoïques est très faible. Le passage avec les zones non métamorphiques semble s'effectuer de façon progressive ; nous avons essayé de définir le seuil de ce

métamorphisme. Sur le terrain, et dans une formation homogène, ce seuil peut être défini à quelques centaines de mètres près : il correspond à l'apparition d'une schistosité dont les plans sont lisses ou luisants, indiquant ainsi que les minéraux phylliteux ont recristallisé parallèlement à la schistosité et qu'il ne s'agit pas seulement d'une schistosité de clivage.

Au microscope, la définition du seuil de métamorphisme est rendue délicate par l'existence de la diagénèse qui peut avoir été assez intense pour provoquer la recristallisation de quartz, chlorite, séricite et même, exceptionnellement, de plagioclase. Tous ces minéraux de néoformation ne sont que peu orientés; l'orientation de chaque minéral néoformé semble assez fréquemment contrôlée par l'épitaxie. D'après un article paru dans le traité sur les roches sédimentaires de M. STRAKHOV (1957), l'apparition de ces quatre derniers minéraux indique qu'ils se sont formés dans des zones relativement profondes. Ces auteurs russes ont réussi à déterminer, dans une série épaisse de 1300 mètres, quatre zones à association caractéristique de minéraux diagénétiques. Nous n'essaierons pas d'appliquer cette zonéographie aux formations que nous avons étudiées, d'une part cela impliquerait une étude pétrographique dépassant le cadre de ce travail, d'autre part nous avons cru remarquer que l'intensité de la diagénèse pouvait varier, non seulement en fonction de la profondeur, mais aussi en fonction de la nature de la roche. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, ce ne sont pas les roches argileuses qui montrent les processus diagénétiques les plus évolués, mais les grès rouges. Peut-être faut-il voir là l'influence des solutions, circulant plus facilement dans un matériel plus grossier et plus hétérogène, permettant ainsi les échanges chimiques. Les phénomènes de tension du métamorphisme seraient au contraire nécessaires à la recristallisation d'une argilite compacte (1).

N. OULIANOFF (1958) dans une étude sur les rapports de la tectonique avec le métamorphisme note :

" La reprise de l'activité chimique ne peut se produire que dans le cas où les solutions sont remises en mouvement, ce qui les mettra en contact avec les sédiments d'une autre composition

(1) A ce sujet, notons que nous avons essayé de suivre la progression du métamorphisme dans les roches argileuses en utilisant les diagrammes de Rayons X; cet essai s'est soldé par un échec, car les argiles de nos séries sont la plupart du temps des illites qui ne peuvent se différencier aux Rayons X de la séricite.

chimique. Grâce aux différences même très faibles de pH ainsi réalisées, des réactions sont engendrées qui aboutissent à la formation de nouveaux minéraux¹⁰.

Cette remarque nous permet de comprendre que les argilites homogènes aient une diagénèse moins développée que celle se produisant dans les grès rouges.

La présence de ces néoformations diagénétiques ne provoque pourtant pas de changement notable dans l'aspect macroscopique de la roche; nous ne pouvons donc les considérer comme indiquant le seuil du métamorphisme. Nous avons considéré que celui-ci apparaissait lorsqu'il y avait recristallisation orientée.

L'observation de ce phénomène au microscope coïncide généralement sur le terrain à l'apparition de la schistosité, tout en pouvant, dans le cas de roches homogènes et compactes, la précéder légèrement.

3°- Mécanisme de la recristallisation orientée

Dans le métamorphisme régional classique, on admet que l'orientation de la recristallisation est due au fait qu'elle s'effectue dans des roches profondes et non plissées où règnent une compression verticale et une tension horizontale.

Dans les zones de plissement, au contraire, la compression est horizontale, la tension verticale dans les zones peu profondes (type alpin) horizontale dans les zones profondes (schlingen tectonic). La zone plissée du paléozoïque sénégalais est de type alpin : les tensions sont verticales ou plus exactement dirigées dans le plan axial des plissements. Nous pouvons supposer que cette tension a orienté la cristallisation des minéraux qui, nous venons de le voir, se formaient déjà par diagénèse. Le métamorphisme serait donc nettement lié à la tectonique, J.J. ESPIRAT (1963) a décrit un phénomène analogue en Nouvelle Calédonie.

Il est logique de penser que cette tension a non seulement orienté, mais également accéléré les cristallisations : A. HARKER (1960) dans son étude sur le dynamo-métamorphisme, donne de nombreux exemples de l'influence de la tension sur les réactions chimiques.

Ce mécanisme de métamorphisme semble pouvoir s'appliquer de façon satisfaisante à la partie des roches paléozoïques épimétamorphiques où la schistosité possède un pendage fort et où elle oblique ^{est} sur la stratification et concordante avec les plans axiaux des plissements.

Dans la région à l'Ouest de Bakel, au contraire, où apparaissent des faciès plus métamorphiques (schistes et quartzites à muscovite , exceptionnellement à biotite) et où l'on note en même temps une forte diminution des pendages, il est possible qu'il s'agisse d'un métamorphisme soit syntectonique mais lié à une "schlingen tectonic" soit classique; signalons qu'en Mauritanie, dans la chaîne Oua-Oua de M^e Bout, nous avons observé avec J. DELPY (1960) un affleurement où la schistosité cristallophyllienne à faible pendage recoupait la stratification : cette observation suggère qu'il s'agit encore d'un métamorphisme syntectonique.

4°- Problème de l'âge du métamorphisme

Dans le chapitre tectonique, nous avons montré comment des observations structurales et stratigraphiques nous conduisaient à admettre l'existence de deux tectoniques, l'une anté-gothlandienne, l'autre post-dévonienne. Des mesures d'âges ont été effectuées :

La fraction " chlorite, séricite inférieure à 4 " d'une pélite de la série de Youkounkoun située dans la zone d'apparition du métamorphisme a donné un âge de 433 M.A.

Des muscovites provenant d'un micaschiste prélevé à l'Ouest de Bakel ont donné un âge de 358 M.A. La muscovite d'un micaschiste à biotite et muscovite provenant de Thiagnaf a donné un âge de 357 M.A. alors que la biotite était datée de 206 M.A.

Comme nous l'avons noté au chapitre précédent, les âges de 440 et de 355 M.A. coïncident parfaitement avec les deux tectoniques que nous avons mises en évidence; il paraît toutefois assez surprenant que le métamorphisme le plus récent n'ait pas effacé le plus ancien puisque les deux tectoniques auxquelles ils semblent liés sont en grande partie superposées.

Nous pouvons remarquer à ce sujet que l'âge du métamorphisme anté-gothlandien a été déterminé sur une roche peu métamorphique à la schistosité très redressée. L'âge du métamorphisme post-dévonien a été

mesuré au contraire sur des micaschistes bien cristallisés à pendage assez faible (10 à 30°).

Devons-nous conclure de cette remarque que les deux phases de métamorphisme ont eu des caractéristiques et des zones d'application différentes ?

La première anté-gothlandienne se serait exercée sur l'emplacement des séries des Bassaris, de la Koulountou et de la partie orientale de la série de Bakel. Il s'agirait d'un métamorphisme léger, syntectonique aux plans de schistosité redressés.

La deuxième, post-dévonienne, serait apparu seulement dans la partie occidentale de la série de Bakel, elle serait caractérisée par une intensité plus forte et un plan de schistosité peu incliné sur l'horizontale.

Il est possible que le deuxième métamorphisme ait effacé les traces du premier en supposant que celui-ci s'étendait plus à l'Ouest. Rappelons à ce sujet que J. BOIS (1961 p.16), décrit une lame mince taillée dans un schiste prélevé entre Bordé et Diabal, c'est-à-dire dans une zone de transition entre faciès à muscovite et faciès à séricite, ou, la séricite est répartie suivant deux orientations différentes formant ainsi une double schistosité à l'échelle de la lame mince. Peut être s'agit-il de l'effet combiné des deux métamorphismes.

Bien que cette hypothèse soit assez séduisante et donne une explication satisfaisante des observations de terrain, et des mesures d'âges, nous estimons que nos arguments ne sont pas suffisants pour qu'elle^{me} puisse être considérée comme autre chose qu'une hypothèse de travail : le problème reste donc posé; il pourra être certainement résolu en multipliant les mesures d'âges et en effectuant une étude détaillée à la fois structurale et pétrographique dans la région de Bakel.

Pour finir, nous évoquerons brièvement la question de l'âge de 206 M.A. trouvé pour la biotite du micaschiste de Thiagnaff. Il semble paradoxal que, dans une même roche, la biotite, minéral de métamorphisme plus intense que la muscovite, ait un âge plus récent que celle-ci. En réalité, d'après les spécialistes la biotite semble réagir plus facilement que la muscovite à un métamorphisme de faible

intensité, sans doute parceque son réseau cristallin est plus perméable aux solutions ioniques, en particulier à celles contenant du strontium radiogénique. Il semble donc qu'autour de 200 M.A. ait eu lieu, dans la région de Thiagnaff, un métamorphisme de très faible intensité mais assez puissant pour que l'âge de la biotite soit modifié . Ce métamorphisme est-il lié à une phase orogénique tardive du paléozoïque ? M. BONHOMME (1962) a souligné que des phases de métamorphisme carbonifère et permotriasique (330, 230 et 180 M.A.) s'observent en Mauritanie, au Niger et au Dahomey.

Nous ne pouvons élaborer d'hypothèse sur cette seule mesure d'âge qui a néanmoins le mérite de souligner la complexité de cette zone.

XII - CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS EQUIVALENTES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

A - INTRODUCTION

Ce chapitre nous permettra de replacer les séries paléozoïques et du Précambrien supérieur (Infracambrien) du Sénégal Oriental, dans le cadre général de l'Afrique de l'Ouest : les corrélations avec les régions situées au Nord et au Nord-Est du Sénégal seront d'abord étudiées, nous passerons ensuite à celles du Sud et du Sud-Est.

B - CORRELATIONS AVEC LES REGIONS SITUEES AU NORD et au NORD-EST du SENEGAL.

1°- Zone mauritanienne étudiée par L. RENAUD (1958).

L. RENAUD a étudié les formations plissées et localement métamorphiques situées entre la falaise des grès blancs " ordoviciens " à l'Est et le " golfe " tertiaire de Mauritanie à l'Ouest. Vers le Nord son étude s'arrête à la hauteur d'Akjoujt, vers le Sud elle se poursuit au Sénégal jusqu'à la hauteur du 14ème parallèle. ⁽¹⁾

Sur le plan cartographique nous n'avons donc eu aucune difficulté pour corréler nos travaux avec ceux de cet auteur puisque les zones que nous avons étudiées comportent une partie commune : les séries de Bakel et de la Falémé.

La série de Bakel, plissée et métamorphisée, se poursuit vers le Nord où elle passe à la série de M'Bout-Mogta l'Ajar, puis à la série d'Akjoujt.

La série de la Falémé est prolongée dans cette direction par les séries de Ledfotar, les formations de Tamassoumit et la série de Mchlié.

Les caractéristiques pétrographiques et tectoniques étant sensiblement les mêmes que celles observées au Sénégal Oriental, il est inutile de s'étendre davantage sur ce sujet. Si au point de vue cartographique et descriptif, nous n'avons eu aucune difficulté à raccorder nos travaux à ceux de L. RENAUD, nos interprétations par contre diffèrent en plusieurs points de celles de cet auteur.

(1) Rappelons que la zone sénégalaise a été de nouveau étudiée par J. BOIS (1961) au cours d'une campagne de prospection.

La zone qu'il a étudiée ne permettant pas d'observer le contact de la série de la Falémé avec le socle ; il s'est appuyé sur des considérations sédimentalogiques pour placer les grès du Boundou (équivalent de nos grès rouges feldspathiques) à la base de la série. Les grès, par affinement progressif de la sédimentation, seraient passés aux schistes de la Falémé puis aux jaspes. Au Sénégal Oriental au contraire, nous avons pu observer le contact de la série avec le socle ce qui nous permet de replacer les grès au sommet de la série qui débute (au moins sur sa bordure orientale) par une tillite. L'impossibilité d'observer cette formation n'a pas permis à cet auteur de faire la corrélation avec la série primaire ; il classe donc la série de la Falémé dans le Précambrien supérieur.

L. RENAUD (1958p.79) signale la convergence de faciès qui existe dans leur zone de contact entre les séries de la Falémé et de Bakel : " même dans les zones où les affleurements sont parfaitement dégagés, il est impossible de fixer la limite des deux séries alors que les faciès extrêmes se distinguent sans difficulté ". L'auteur décrit également la recristallisation et l'orientation des grès de la série de la Falémé en se rapprochant de la série de Bakel. Il envisage alors l'hypothèse que les deux séries ne forment qu'un seul cycle sédimentaire métamorphique et modérément plissé à l'Ouest (tectonique profonde de géosynclinal) non métamorphique et plus plissé à l'Est (tectonique cassante de surface).

A la suite d'observations photogéologiques, il abandonne cette hypothèse en faveur d'un déversement avec début de charriage amenant les terrains métamorphiques de la série de Bakel sur ceux de la série de la Falémé, la convergence des faciès serait dû au laminage de la zone de contact entre les deux séries qui se serait accompagné de rétro-morphose postérieure au métamorphisme général. L'hypothèse de charriage a d'ailleurs été reprise pour la région d'Akjoujt par P. TESSIER, R. DARS et J. SOUGY (1961). L. RENAUD en conclut que série de Bakel-Akjoujt et série de la Falémé sont deux entités différentes : l'une à rattacher au Birrimien (Précambrien moyen) ; l'autre au Palémien (Précambrien supérieur).

Notre interprétation est toute différente puisque nous pensons , conformément d'ailleurs à la première hypothèse de cet auteur, que la série de Bakel (pro parte) et la série de la Falémé ne sont que deux faciès différents d'un même ensemble sédimentaire paléozoïque. Nous ne reprendrons pas ici tous les arguments en faveur du passage continu métamorphique, non métamorphique, rappelons cependant :

- Que l'hypothèse charriage n'est pas valable au Sénégal où le passage se fait dans des zones où la schistosité est très redressée.

- Que l'hypothèse d'une rétromorphose simulant l'apparition progressive d'un métamorphisme ne peut s'appliquer puisque l'âge apparent des faciès peu métamorphiques (donc en principe rétromorphosés) est plus ancien que celui des zones nettement métamorphiques.

Il est possible naturellement que les arguments dont nous nous servons au Sénégal ne soient pas valables en Mauritanie ; il serait intéressant à ce sujet, de mesurer l'âge au ou des métamorphismes ayant affecté la série de Bakel-Akjoujt. Rappelons qu'au Sénégal le passage métamorphique-non métamorphique a été observé dans une zone où il s'agissait du métamorphisme le plus ancien à schistosité redressée; il est possible que le contact entre les terrains ayant subi le deuxième métamorphisme, et les terrains non métamorphisme ne se fasse pas selon le même processus.

Signalons enfin que dans la région au Nord de Sélibaby , G. ROCCI (1963) a pu démontrer que les granites du Guidimaka étaient des granites du socle birrimien ayant subi une " rétromorphose dynamique " sur lesquels la série de M'Bout repose en discordance quelquefois tectonique. Cet auteur a montré également que vers la base de la série de M'Bout existaient localement des leptynites pouvant représenter d'anciennes roches acides effusives ou pyroclastiques. Cette observation suggère que la série de M'Bout correspond à une série analogue en partie à nos séries de la Falémé ou de Youkounkoun qui, nous l'avons vu, peuvent débiter par des manifestations volcaniques acides.

2°- Zone mauritano-malienne étudiée par C. BENSE

Au N-E du Sénégal oriental, une vaste région qui comprend l'extrémité N-O du plateau mandingue, les massifs montagneux de l'As-saba et de l'Affolé, la plaine de Kiffa a été étudiée par C. BENSE, qui en a donné une description précise et minutieuse dans sa thèse (1961). Les formations de cette région ne sont pas plissées sauf sur leur bordure ouest.

L'étude de la zone non plissée a permis à l'auteur d'établir une stratigraphie que l'on trouvera sur le tableau VII à côté de celle que l'on peut tirer de l'étude des séries du Sénégal Oriental.

Les corrélations sont faciles à faire entre les deux séries : la tillite fournit un bon niveau repère. On remarque l'absence de manifestations volcaniques dans la zone étudiée par C. BENSE. Cet auteur signale cependant que les grauwackes cambriennes contiennent des micro galets de roches volcaniques; elles pourraient être des témoins d'éruptions lointaines.

Vers l'Ouest des plissements apparaissent et deviennent de plus en plus forts : on passe aux formations falémienues étudiées par L. RENAUD. C. BENSE a étudié le passage entre les formations plissées et horizontales; des arguments d'ordre structural et stratigraphique lui ont permis de considérer que le "Falémien" était en réalité du paléozoïque plissé. Dans les régions de Sélibaby il décrit le passage entre le falémien et la série de Bakel-Akjoujt.

Le tableau ci-dessous tiré de sa thèse résume ses observations :

Ouest		Est
Style birrimien	Style falémien	Primaire
Séries métamorphiques et plissées.	Séries non métamorphiques plissées	Séries peu ou pas plissées non métamorphiques.
← Sens de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et de la tectonique.		

Les conclusions de C. BENSE sont analogues à celles que nous avons pu tirer de l'étude du paléozoïque sénégalais. Signalons cependant qu'en plus de l'absence du volcanisme il existe une différence notable avec nos séries: il ne semble pas y avoir de discordance entre le sommet du Cambrien et le reste de la série.

T A B L E A U VII

Stratigraphie établie par C. BENSE

Grès tabulaires du Tagant
Grès tabulaires de l'Assaba

Grès mauves à tigillites à stratifications entrecroisées
Pélites et grès fins mauves et verts
Dolomies du niveau supérieur.
Grès à patine chamois (grauwackes)
Formation de Bouly (pélites phanites et jaspes)
Dolomies niveau inférieur
Tillite

Discordance

Grès quartzites
Schistes papyracés
Grès à stratifications entrecroisées.
Psammites
Grès conglomératiques
Dolomies à stromatolithes
Grès à glauconie
Grès à tigillites
Grès variés
Grès conglomératiques

Préambrien supérieur
(Infracambrien)

Discordance

Socle

Stratigraphie établie au Sénégal Oriental

Grès blancs
Badiar - Banharé
Synclinal bowé
Discordance

Grès rouges feldspathiques

Pélites avec intercalations de cinérites silexites et grauwackes.

Silexites à faciès jaspes

Dolomies calcaires
Tillite

Formations volcano-sédimentaires pouvant se trouver à la base ou remplacer les pé-
lites.
Discordance

Pélites plus ou moins calcareuses

Grès quartzites

Pélites

Grès

Localement argilites et calcaires oolithiques.

3° - Mauritanie centrale, Sahara occidental, Maroc.

Les corrélations esquissées dans ce paragraphe sont beaucoup plus hypothétiques puisque ces régions sont fort éloignées du Sénégal Oriental ; nous étudierons cette question d'autant plus rapidement qu'elle est traitée en détail dans deux ouvrages récents : J. SORRE (1961) et C. BENSE (1961).

-Tagant : Cette région ainsi que la bordure orientale de l'Adrar ont été cartographiées par J. DELPY (1958; 1959; 1963). Elle constitue le prolongement vers le Nord, de la zone de l'Assaba étudiée par C. BENSE ; la stratigraphie y est identique pour le Cambro-Ordovicien, mais semble plus complexe vers le sommet puisqu'elle contient du Gothlandien (schistes et grès) et du Dévonien (grès) daté.

Au point de vue tectonique on retrouve la même disposition : le Paléozoïque se plisse en allant vers l'Ouest. J. DELPY s'est attaché à étudier de façon extrêmement minutieuse cette tectonique : étendant son étude vers l'Ouest dans la région étudiée par L. RONAUD, il en arrive à la conclusion que le "Palémien " représente du Cambro-Dévonien plissé, dont la série de Bakel-Akjoujt serait l'équivalent métamorphisé. Les conclusions de cet auteur sont

-Adrar : Th. MONOD (1952) a donné une description détaillée de la géologie des plateaux de l'Adrar. Cet auteur a distingué 28 niveaux stratigraphiques entre le socle et le sommet de la série; il oppose le complexe de base (niveaux 1 à 19) attribué au Cambrien, à l'ensemble schisto-gréseux des grès du Dhar (niveaux 20 à 25) . Les niveaux 20 à 23 seraient de l'Ordovicien, 24 et 25 du Gothlandien daté ; le Dévonien également daté est représenté par les niveaux 26 à 28. Des travaux récents ont légèrement modifié sinon la stratigraphie, du moins l'interprétation; c'est ainsi que le niveau 13 (série de J. BELLIAT) constitué en particulier par des argiles à blocs , a été assimilé au niveau de tillite de la base du Cambrien : il semble d'ailleurs que cette série corresponde à une discordance cartographique nette. Les niveaux 1 à 11 seraient donc

du Précambrien supérieur (Infracambrien), 12 à 19 cambriens. Malgré ces petites retouches, la série stratigraphique définie par Th. MONOD reste l'élément de référence le plus complet pour l'étude de la Mauritanie.

- Extrémité nord-ouest du bassin de Tacoudenni: J.R. VILLEMUR (1960) a donné récemment une synthèse des travaux qu'il a effectués dans cette région; sa série stratigraphique a été reportée dans le tableau synthétique à la fin de ce chapitre. La présence de la tillite surmontée par un complexe pélitique et par des grès argileux attribués au Cambrien, le Silurien gréseux, permettent avec une probabilité suffisante de faire les corrélations avec les formations du Sénégal Oriental.

- Bordure nord du plateau de l'Adrar : G. ROCCI (1955) y a retrouvé les niveaux C1 à C6 de la série établie plus au Sud par Th. MONOD; il s'agirait donc de Précambrien supérieur (Infracambrien).

- Zemmour Noir : J. SOUGY (1961) a fait une étude détaillée de cette région ; il montre en particulier qu'il existe une importante discordance de ravinement entre l'Ordovicien et le Cambrien. Notons que ce Cambrien du Zemmour est fossilifère, ce qui le différencie du reste de l'Afrique occidentale où aucune fossile de cette époque n'est connu, et le rapproche ainsi du Cambrien marocain. J. SOUGY a d'ailleurs établi les corrélations entre les formations qu'il a étudiées et celles de l'Anti-Atlas.

- Enfin, nous signalerons qu'au Maroc d'importantes manifestations volcaniques sont connues à la base du Cambrien : bien qu'attribuées au Précambrien IV par G. CHOUBERT (in C.N.R.S. 1958), nous mentionnerons tout d'abord les puissantes séries de rhyolites et de dacites qui ne sont que très légèrement discordantes sous le Cambrien daté. L'Adoudounien parfaitement concordant avec le Cambrien, contient également des rhyolites. A. POUEYTO (in C.N.R.S. 1958) rappelle que dans l'Anti-Atlas oriental, le Georgien comprend des rhyolites interstratifiées avec des grès et des conglomérats. Ph. MORIN (1962a et b) signale un complexe volcano-sédimentaire à tendance basique dans le Cambrien daté du Maroc central.

Il semble donc que le Cambrien marocain ait été le siège de nombreuses manifestations volcaniques qui peuvent également l'avoir légèrement précédé. On ne peut manquer de faire le rapprochement avec ce qui se passe au Sénégal oriental.

C - CORRELATIONS AVEC LES REGIONS SITUEES AU SUD ET AU SUD-EST DU SENEGAL.

1° - Guinée.

E. de CHETELAT (1932-1938), R. FURON (1943), L. DELAIRE (1947) et plus récemment diverses missions de géologues pétroliers, ont étudié le Paléozoïque où les séries "intermédiaires plissées" de la Guinée. Nous disjurons dans cette étude les formations paléozoïques antérieures aux grès blancs du début du Gothlandien, et celles qui leur font suite. Ces deux ensembles sont séparés par une forte discordance angulaire et cartographique, leur étude commune serait trop confuse.

a) - La série postérieure aux grès blancs gothlandiens.

E. de CHETELAT (1932 - 1938) a montré que les grès blancs qui forment la base de cette série, sont surmontés en concordance par du Gothlandien (daté en 1918 par SINCLAIR), cet étage étant lui-même recouvert par des grès dévonien dans lesquels ont été découverts quelques brachiopodes dont *Trigleria* cf. *Guerangeri* (de CHETELAT in R. FURON, 1943). Une carte à petite échelle montre que cette série forme une structure synclinale d'axe N-O : c'est le synclinal bowé défini par B. LEGOUX (1939) et étudié plus récemment par des missions pétrolières qui en ont observé le prolongement en Guinée portugaise. Le flanc N-E de ce synclinal s'étale largement dans le Fouta-Djalon où les grès sont pratiquement sub-horizontaux ; par ailleurs, les pendages sont très faibles et ne dépassent guère 10°.

Le rebord N-E et l'extrémité sud de ce synclinal marquent une transgression extrêmement nette puisque les grès blancs du début du Gothlandien qui constituent le terme de base de la série, reposent indifféremment sur les séries cambriennes plissées de style falémien ou épimétamorphique, sur les séries cambriennes ou du Précambrien

supérieur (Infracambrien) non plissées, sur la série de la Rockell, et sur le socle granitisé.

b) Les séries antérieures aux grès blancs.

Nous distinguerons les zones plissées et celles qui sont restées sub-horizontales.

1 - Zone non plissée.

Cette zone est la plus orientale : il s'agit de la série de Ségou-MadinaKouta (Précambrien supérieur , Infracambrien) et de celle de Mali (Cambrien) dont nous avons étudié le prolongement au Sénégal et sur le rebord nord du Fouta-Djalon. Les géologues M. ARNOULD, J.M. AYME, R. GUILLAUME (1959) les ont définies, étudiées et cartographiées dans le Fouta-Djalon : la série " infracambrienne " a été suivie jusqu'à une vingtaine de kilomètres au sud de Labé, où elle repose sur le socle. Les pélites cambriennes ont été retrouvées à Dalaba. Notons que d'après les géologues pétroliers , une partie du Gothlandien figurant sur la carte de Kita-Est (1959) doit être en réalité considérée comme du Cambrien.

2 - Zone plissée.

De même qu'au Sénégal et en Mauritanie, la zone plissée avait été considérée comme appartenant au Falémien.

Les formations plissées constituent deux groupes d'affleurements :

- Au Nord, dans la région de Gaoual on retrouve le prolongement de la série de Youkounkoun et des Bassaris. La première est surtout constituée par les grès rouges feldspathiques sous lesquels E. de CHETELAT (1938) avait observé un conglomérat que nous pensons être le même que celui existant entre ces mêmes grès et les rhyolites et tufs acides de la Tominé. La seconde est représentée par les schistes sériciteux et les schistes verts que nous connaissons plus au Nord.
- Au Sud du Fouta-Djalon, dans la région au N- NE de Forecaria, L. DELAIRE (1947) a décrit les grès feldspathiques qu'il assimile à ceux de la série de Youkounkoun. A Taban, cet auteur a pu observer une discordance angulaire entre ces grès et les grès blancs du début du Gothlandien qui sont à cet endroit horizontaux.

La base des grès blancs est soulignée par un conglomérat à galets de quartz. La discordance entre la série gothlandienne et la série Cambrienne est donc prouvée, non seulement par la carte, mais également par une observation d'ordre tectonique, ce qui vient confirmer nos conclusions sur l'étude tectonique du Sénégal oriental. A la base des grès rouges, L. DELAIRE a observé un conglomérat grossier que l'on peut assimiler à ceux de Gacual et de la Tominé. La présence de ce conglomérat suggère que la lacune des pélites et des argilites que nous avons observée sur la rivière Tominé, semble être la règle générale au sud du parallèle 12°20; les grès du Cambrien supérieurs se seraient donc déposés à la suite d'une transgression importante.

A l'Est de Kindia une série de schistes (argiles silicifiées noirâtres ou rougeâtres) et de jaspes associés avec un massif de rhyolites a été classée par L. DELAIRE dans le Falémien. Ces formations très redressées constituent le prolongement septentrional de la série de la Rockell.

Ce bref exposé sur le Paléozoïque guinéen montre qu'il possède beaucoup d'analogies avec celui du Sénégal oriental dont il constitue d'ailleurs en partie le prolongement direct. Il semble pourtant que, contrairement à ce qui a été observé plus au Nord, ce Paléozoïque n'ait été affecté que par une seule phase de plissements intenses qui se situerait sans doute au début du Gothlandien; la phase de plissements post-dévonienne est à peine marquée.

2°- Guinée portugaise

Les travaux récents des géologues pétroliers ont montré que le synclinal bowé se poursuit dans ce territoire (synclinal de Bafata) : cette structure disparaît vers le Nord sous le bassin sédimentaire secondaire tertiaire du Sénégal.

3°- Sierra-Léone

P. LEGOUX (1938) a proposé de rattacher les séries plissées peu ou pas métamorphiques, de la Rockell et de Kambia-Laminaya à son système des séries intermédiaires plissées qui deviendront plus

tard le Falémien.

Les travaux des géologues britanniques ont montré que comme en Guinée française on pouvait distinguer deux groupes de formations :

- Les grès de Kambia-Laminaya correspondent aux grès étudiés par L. DELAIRE à Taban ; ils seraient donc l'équivalent des grès rouges feldspathiques de la série de Youkounkoun : ils sont directement transgressifs sur le socle granitisé.
- La série de la Rockell est située à l'Est du groupe précédent dont elle est séparée par un bombement du socle granitisé. Cette série semble former un synclinal mais les descriptions des auteurs anglais semblent assez confuses au point de vue tectonique : il ne convient pas de prendre au pied de la lettre le terme de synclinal mais de considérer la série de la Rockell comme un synclinorium. La discordance avec le socle n'a pas été décrite de façon très claire : à l'Ouest BULLER (in J. DELPY, 1959) voit au-dessus d'une agglomération volcanique, une série de laves ; à l'Est BAKER (in J. DELPY 1959) décrit d'Est en Ouest des conglomérats (dont la description peut suggérer l'idée de tillite) des formations sableuses qui passent à des flagstones et à des shales rougeâtres , enfin des laves. Celles-ci semblent occuper la partie médiane de la série et représenteraient donc en principe le terme supérieur ; on peut concevoir toutefois une structure analogue à celle de la série des Bassaris qui, malgré sa position médiane, représente tout de même la base de la série cambrienne.

F. DIXEY (1925) donne une étude détaillée du volcanisme : les éruptions auraient été d'abord acides, puis basiques. Les venues acides sont accompagnées de roches pyroclastiques abondantes, les roches basiques comprennent des spilites avec pillows-lavas. Ce même auteur note que toutes ces roches ont été fortement tectonisées avec l'apparition d'un clivage et qu'il peut apparaître un véritable dynamo-métamorphisme : les argiles passent " avec une surprenante rapidité " à des phyllites et à des micaschistes argentés tandis que les roches volcaniques sont transformées en micaschistes vert-gris.

DIXEY prend soin de distinguer ce " dynamic métamorphism ", des mylonites affectant localement la série!

L'étude de la série de la Rockell est extrêmement intéressante : il est inutile d'insister sur l'analogie qu'elle présente avec le Cambrien du Sénégal. Nous noterons l'antériorité des laves acides sur les laves basiques qui pouvait déjà être soupçonnée au Sénégal puisque contrairement aux éruptions basiques, jamais des éruptions acides n'ont été observées au-dessus de la tillite.

Le fait que les séries volcaniques ne sont pas à la base de la série, peut être interprété de plusieurs façons :

Le conglomérat de base n'est pas l'équivalent de la tillite du Sénégal.

S'il représente la tillite on peut envisager alors que les éruptions volcaniques ont débuté plus tardivement qu'au Nord.

Nous noterons également que pour DIXEY il existe un métamorphisme lié à la tectonique, ce qui concorde avec nos observations et avec celles de C. BENSE et J. DELPY en Mauritanie.

4°- Ghana

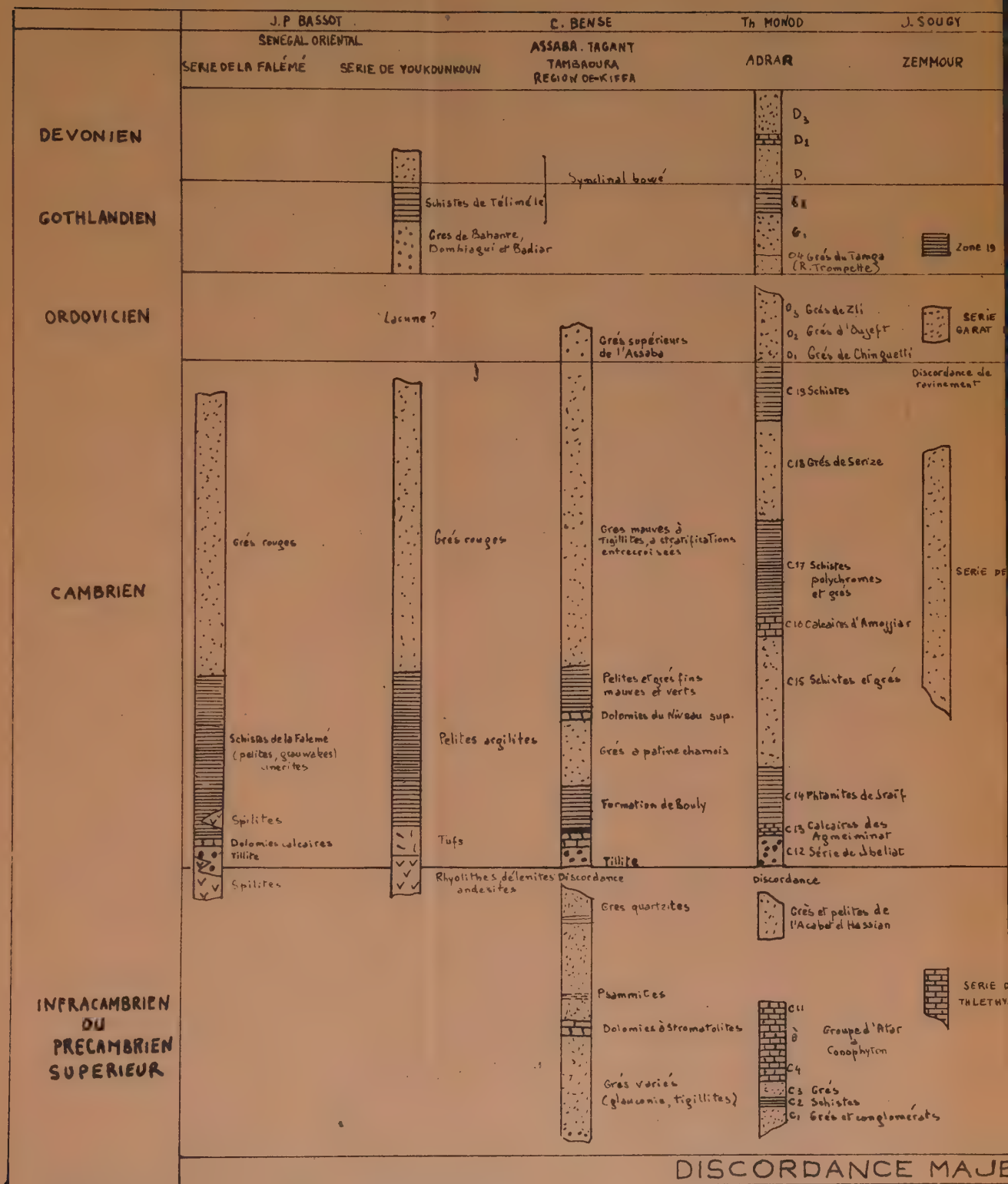
A l'Est de l'anticlinal du Léo, grand bombement affectant le socle granitisé, il existe une série de grès blancs horizontaux azoïques (Voltaïen) et une série plissée et non métamorphique dite série du Buem que M. ROQUES (1948) a rattaché au Falémien. Ces deux séries semblent les plus complètes au Ghana. M.R. JUNNER (1940) en a donné la description dans un article de synthèse dont nous avons tiré le résumé suivant :

a) Le Voltaïen :

Cette série comprend :

- Un groupe supérieur de grès quartzeux à stratifications entrecroisées et de grès arkosiques micacés tendres.
- Un groupe moyen de schistes argileux avec grès calcaires et un conglomérat.
- Un groupe inférieur de grès quartzites et grès grossiers.
- A la base de cette série, la série de L'Oti qui est composée de schistes argileux non plissés, de calcaires, de grès argileux avec à la base le conglomérat d'Akroso qui peut être d'origine fluvio-glaciaire.

ESSAI DE CORRELATIONS



Les puissances données aux formations ne sont pas figuratives ; il s'agit de correlations d'âge.

J.R. VILLEMUR

G. ROCCI ; M. ARNOULD

J.M. AYMÉ R. GUILLAUME

GÉOLOGUES BRITANNIQUES

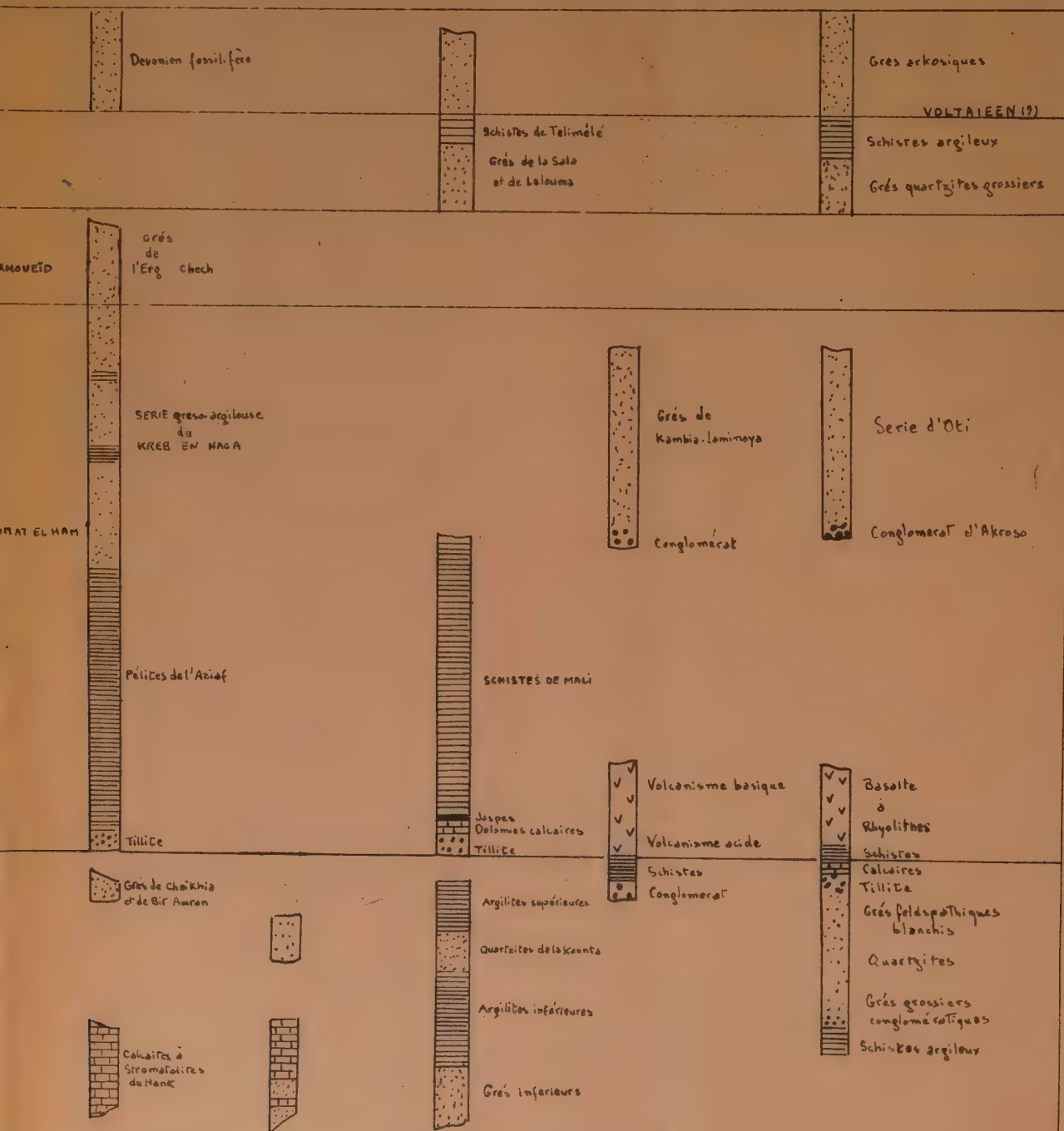
EL HANK

EL KHAT

FOUTA DJALON

SIERRA LEONE

GHANA



URE SUR LE SOCLE PRECAMBRIEN

b) Le Buem

N.R. JUNNER donne la succession suivante du haut en bas :

- Groupe volcanique (basalte sans olivine dominant, fort caractère sodique).
- Schistes argilo-calcareux, calcaires et tillite (cette tillite est caractéristique : galets striés).
- Grès feldspathiques blanchis, quartzites, grès grossiers, conglomérats.
- Schistes argileux avec mince lit d'arkose et de grauwackes.

Ce groupe, contrairement au Voltaïen, a été violemment plissé; les pendages sont dirigés vers l'Est et varient de 10 à 90°. Le pendage moyen se situe autour de 60°.

N.R. JUNNER admet que la série est isoclinale en insistant sur la difficulté à déterminer la succession des couches. Géographiquement la série forme une bande allongée S-SO, N-NE qui se poursuit vers le Nord, au Togo et au Dahomey. Vers l'Est elle est bordée par des formations métamorphiques à direction et pendages analogues, attribuées à l'Akwapimien (ou Atacorien des auteurs français). Il est curieux de constater que cette disposition est symétrique de celle observée au Sénégal et en Mauritanie, où des formations plissées à pendages dirigés vers le N-O sont bordées vers l'Ouest par des formations épimétamorphiques à direction et pendages sensiblement concordants.

Le Buem possède beaucoup d'analogies avec les formations de style "falémien" du Sénégal et de la Mauritanie. Cette ressemblance a été déjà notée par M. ROQUES (1948) et L. RENAUD (1958), les roches volcaniques que nous avons découvertes au Sénégal et qui ont des compositions chimiques très voisines de celle du Buem viennent encore renforcer cette " air de famille ".

D - CONCLUSIONS

Nous avons résumé les différentes corrélations que nous venons de faire dans un tableau général (figure 40). La stratigraphie du Sénégal Oriental semble s'insérer harmonieusement dans

l'ensemble du Paléozoïque et du Précambrien supérieur de l'Afrique Occidentale, tel qu'il apparaît à la suite des derniers travaux; certaines corrélations sont assez hasardeuses mais il semble qu'un certain nombre d'idées générales se dégagent et que le moment n'est pas loin où une stratigraphie d'ensemble rigoureuse puisse être dégagée à l'échelle de l'Afrique Occidentale.

Q U A T R I E M E P A R T I E

- DOLERITES INTRUSIVES DANS LES TERRAINS PRIMAIRES
- LES FORMATIONS LATERITIQUES - LEURS RELATIONS AVEC
LA GEOMORPHOLOGIE.

D O L É R I T E S I N T R U S I V E S
D A N S L E S
T E R R A I N S P R I M A I R E S

I - INTRODUCTION

Les dolérites et le métamorphisme de contact qu'elles développent sont connus depuis longtemps. HUBERT H. (1917), LACROIX A. (1905), JEREMINE E. (1939) ont publié de nombreuses notes à leur sujet. Récemment, R. DARS (1960) a consacré une importante étude aux dolérites du Soudan occidental et aux phénomènes de contacts qui leur sont liés. De nombreuses analyses viennent étayer son exposé.

Le travail de R. DARS donnant le point de vue actuel sur les dolérites, nous nous contenterons d'exposer assez rapidement nos observations et lorsqu'il y aura lieu, nous signalerons les particularités des dolérites de notre région.

II - MODE D'AFFLEUREMENTS - RELATIONS AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES

Les dolérites connaissent leur plus grande extension dans le massif de Mali où elles forment une succession de sills intercalés avec les pélites des séries de Mali et Ségou-Madina-Kouta.

Nous avons également signalé que ces roches formaient le couronnement des plateaux de N'Debou-Ibel à l'Ouest de Kédougou.

Ailleurs, elles sont beaucoup moins répandues, cependant on connaît des filons ou de petits amas dans la série des Bassaris (surtout sur la bordure ouest) et dans la série de Youkounkoun (en particulier près du massif de rhyolites de la Tominé), elles semblent exister également

sous forme de culots ou d'amas épais à Nangagni et au sud de Toilé. Enfin elles existent dans le Birrimien en particulier à l'est de Kossanto.

La plupart du temps les dolérites forment des falaises dont certaines peuvent dépasser 150 m de haut. Même lorsque les formations sédimentaires qui les recouvrent sont décapées, les dolérites n'en restent pas moins peu visibles en dehors des falaises en raison de l'intense latérisation qui les affecte.

Les contacts avec les formations encaissantes sont eux aussi rarement visibles par suite de l'importance des éboulis ; nous avons pu toutefois les observer dans quelques cas.

Il ne fait plus de doute actuellement que les dolérites se soient introduites sous forme de sills ou de dykes dans une série sédimentaire déjà évoluée. L'ancienne hypothèse des épanchements est complètement abandonnée; on a pu constater, en effet, dans de nombreux cas, que les dolérites avaient développé un métamorphisme de contact à leur toit et à leur mur.

Nous avons vu d'autre part, au cours de la description des séries, que la mise en place des dolérites s'est parfois accompagnée d'une microtectonique qui a " froissé " les pélites encaissantes : c'est une preuve supplémentaire d'une injection sous forme de sills, une coulée ne donnant pas de phénomènes analogues.

La répartition des affleurements indique que la mise en place des dolérites a été contrôlée d'une part par la tectonique, d'autre part par la nature de la roche encaissante : les pélites constituant les roches les plus favorables à leur mise en place.

III - PETROGRAPHIE DES DOLERITES ET DES ROCHES ASSOCIEES

Nous disposons de 17 lames minces taillées dans ces roches; nous ne les décrirons pas toutes car l'étude microscopique a montré qu'elles possèdent une assez grande homogénéité.

La dolérite-type de la zone cartographiée possède les caractéristiques suivantes :

- structure doléritique.

On distingue de très nombreuses baguettes automorphes de plagioclases (40 à 60 % de la roche) moulées par des cristaux de pyroxènes. Ceux-ci peuvent quelquefois devenir porphyroblastiques donnant un début de structure poecilithique.

- Les minéraux essentiels sont le plagioclase (labrador , 50 à 65 % d'An; très rarement andésine 55 % d'An) et l'augite (2 V : + 58 à +62).

- Les minéraux accessoires sont l'hypersthène, la biotite, la magnétite, la pigeonite.

D'après les mesures d'angle d'axe que nous avons pu faire, il semble que la pigeonite soit beaucoup plus rare que ne le laisserait supposer un simple examen au microscope. Un certain nombre de pyroxènes dont la biréfringence n'était pas constante sur toute l'étendue et qui semblaient avoir un angle d'extinction assez faible, se sont révélés être en réalité de l'augite.

A côté de ces faciès qui sont les plus répandus, nous avons pu observer un certain nombre de roches qui appartiennent aux mêmes venues et le plus souvent aux mêmes sills ou dykes que les dolérites habituelles mais qui se distinguent le plus souvent par une composition minéralogique différente.

L'étude de ces faciès particuliers nous a conduits à les diviser en deux groupes différents :

-A) ROCHES LIEES A UNE DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

Beaucoup d'échantillons et en particulier ceux qui ont été prélevés dans la partie supérieure de sills ou d'amas doléritiques épais, montrent au microscope la présence de " nids " de micropegmatite, de quartz et de plagioclases (photo 5, planche IX).

La lame mince 23 775 taillée dans l'échantillon 171 récolté sur la route Kédougou-Mali (L : 12°24 ; l : 12°01) montre :

- Structure doléritique
- Baguettes de plagioclases (andésine 40 %)
- Hypersthène, Pigeonite, Augite.
- Magnétite
- Micro-pegmatite (quartz et albite) en petits nids entre les baguettes de plagioclases.

Cette micropegmatite peut quelquefois prendre une grande importance : au sommet du puissant amas doléritique se trouvant au sud du village de Nangagni ; il existe même une couche discontinue mais pouvant atteindre localement une dizaine de mètres de puissance, d'une roche mésocrate largement cristallisée.

Au microscope (éch. 118 A ; L.M. 23 669) on s'aperçoit que la structure micropegmatitique et même pegmatitique est dominante :

- Microcline perthitique rare.
- Oligoclase acide (8 % An)

Ces deux minéraux forment de grandes plages enchevêtrées.

- Quartz en association micropegmatitique avec du microcline

- Biotite brun-rouge se trouvant soit en grandes plages, soit en lamelles très fines assemblées en touffes.
- Augite aégyrinique
- Hornblende verte, quelques baguettes.
- Apatite en longues aiguilles (haute température)

Il s'agit d'une granodiorite qui s'apparente aux granophyres en raison de l'abondance de la micropegmatite.

L'analyse chimique de cette roche a été faite :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
61,25	10,20	5,10	7,30	1,95	5,65	4,15	1,60	0,85	0,20	0,15	1,50	0,20	100,10

Les paramètres de Lacroix correspondants sont :

II'; 4; '2; 4 : il s'agit d'une diorite quartzifère ou d'une tonalite.

Par rapport aux dolérites normales (voir tableau II hors texte) on note une augmentation de la silice, de la potasse de la soude et du titane, correspondant à une diminution de l'alumine de la chaux et de la magnésie.

Cette roche représente en quelque sorte le résultat du processus de différenciation qui débutait par la formation de nids de micropegmatite : il semble que lorsque les sills de dolérite sont suffisamment puissants et que le refroidissement est assez lent, une différenciation magmatique ait lieu, des solutions pneumatolytiques s'individualisent pendant la cristallisation de la masse magmatique initiale; ces solutions peuvent, soit cristalliser sur place entre les cristaux déjà formés, nous avons alors les " nids" de micropegmatite, soit se rassembler et remonter, en raison de leur faible densité, à la partie supérieure du sill où elles cristalliseront, nous aurons alors une roche telle que celle décrite plus haut.

D'autres hypothèses ont été faites pour expliquer la formation de granophyres (R. DARS 1960) :

- Hypothèse métasomatiste : pour F. WALKER et A. POLDERVAART les granophyres seraient d'anciens sédiments transformés par une métasomatose issue du magma doléritique.

- Hypothèse transformiste : certains auteurs soviétiques et notamment N.Z. EVZIKOVA estiment que les " pegmatites basiques " (équivalent du terme granophyre) se sont formées à l'état solide par métasomatose

sodique puis potassique dans une roche basique déjà consolidée.

Ces deux hypothèses mettent en jeu l'une et l'autre un processus métasomatique; elles ne semblent pas s'appliquer de façon satisfaisante aux faits observés sur notre terrain :

- Les nids de micropegmatite observés à l'intérieur des dolérites ne peuvent s'expliquer ainsi.
- Aucune relique de l'ancienne roche ayant subi la métasomatose n'a été observée.
- La structure micro-pegmatitique observée dans l'échantillon 118 A semble plutôt dériver de la cristallisation d'un mélange eutectique que d'un processus métasomatique.

Il semble donc que les dolérites du Sénégal Oriental et de ses confins aient été le siège de phénomènes de différenciation magmatique pouvant aboutir à la formation de roches dioritiques. Soulignons cependant que nous ne pouvons être affirmatifs en raison du caractère sommaire de notre étude sur les dolérites.

B - ROCHES LIEES A L'AUTOMETAMORPHISME

Nous avons groupé dans ce paragraphe deux séries de phénomènes assez distincts :

1°- Beaucoup de dolérites (et en particulier celles qui se rencontrent en dykes dans le sud de la série des Bassaris) contiennent des minéraux assez inattendus pour ces roches : chlorite, amphiboles, épidote.

L'échantillon 168 (L.M. 23 717) par exemple , provenant du massif de Mali (L : 12°22, l : 12°01) contient suffisamment de chlorite pour faire croire qu'il a subi un métamorphisme régional (voir photo 6

Structure doléritique
Labrador en voie de saussuritisation
Augite pouvant se transformer sur les bords en actinote
Pigeonite
Chlorite très répandue
Epidote, quelques granules
Hornblende verte
Quartz très rare.

pl.IX)

Cette roche s'étant mise en place dans des pélites de la série de Mali où aucun métamorphisme régional n'est connu, la présence de chlorite, actinote, quartz, saussurite doit être expliquée autrement : il semble qu'il s'agisse d'autométamorphisme dont P. FOURMARIER (1950) a

donné les caractéristiques.

D'après cet auteur, il semble que les minéraux constituant des paragénèses de haute température caractéristiques de certaines roches effusives, peuvent être remaniés pour aboutir à une paragénèse de plus basse température. Il faut pour cela que le refroidissement soit assez lent; dans le cas d'un refroidissement brutal les minéraux de haute température sont fixés.

Il semble donc que les dolérites que nous avons étudiées aient eu un refroidissement assez lent, soit parcequ'elles constituaient des sills très épais, soit parcequ'elles se sont mises en place dans des zones relativement profondes où la température est assez élevée. Il est probable que corrélativement à un refroidissement assez lent, la plus ou moins grande richesse en eau du magma ait joué un rôle dans l'apparition de cet autométamorphisme.

2°- Nous avons pu observer en plusieurs endroits (signal de Termessé, Koubia, Boukouna) que les dolérites et plus particulièrement les basaltes doléritiques prenaient un aspect bréchoïde; cet aspect est dû à un réseau de filonnets verdâtres se croisant en tous sens :

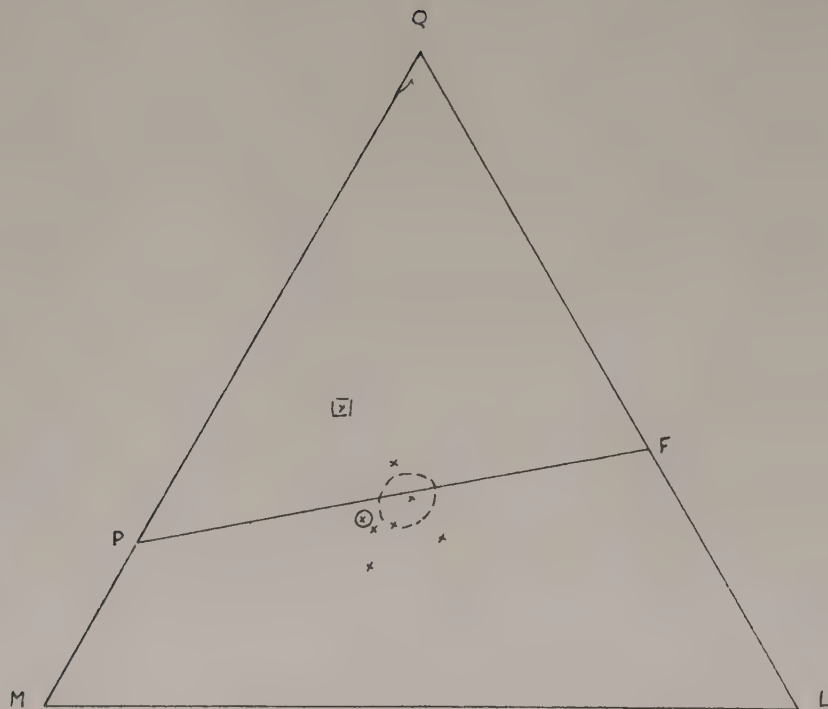
L'échantillon 88 (L.M. 23 164) provenant du signal de Termessé, est un basalte doléritique (andésine légèrement altérée, augite, minéraux opaques) traversé par des filonnets d'une pâte crypto-cristalline où l'on distingue :

- granules de quartz
- Séricite
- Chlorite
- Petites enclaves de basalte
- Minerais opaques
- traînées d'oligiste plus ou moins diffuses.

Il semble que le basalte doléritique ait été fracturé puis parcouru par des solutions minéralisantes. FOURMARIER considère que les phénomènes de ce genre constituent un cas particulier de l'autométamorphisme : ces filonnets représenteraient une phase hydro-thermale de la consolidation du magma.

IV - ETUDE CHIMIQUE DES DOLERITES

Le tableau II hors texte nous donne les analyses de 6 dolérites d'un basalte de contact et de la diorite quartzique à tendance granophyre de Nangagni.



- x Dolérites
 - ⊗ Basalte de bordure
 - ⊠ Diorite à tendance granophyrique
- Le cercle en tireté représente les dolérites du Karoo

DIAGRAMME Q M L

Figure:41

Nous avons utilisé ces résultats pour établir le diagramme triangulaire Q.L.M. dont les paramètres ont été calculés suivant la méthode simplifiée préconisée par C. BURRI et P. NIGGLI (voir chapitre XI de la 3ème partie de ce mémoire). Nous avons reporté sur le même diagramme le groupement formé par les points représentant les dolérites de Karoo, nous pouvons ainsi nous rendre compte de la parenté entre ces roches et les dolérites de la zone que nous avons étudiée. (fig.41)

Nous avons également calculé les indices R et S, définis par J. JUNG et R. BROUSSE (1958). Le tableau ci-dessous permet la comparaison avec les valeurs obtenues par R. DARS (1960) pour les dolérites du Karoo et du Soudan Occidental :

	Si			R			S		
	m	my	M	m	my	M	m	my	M
Soudan Occidental	45,6	48,2	50,8	21,5	31,6	40	7,5	22,9	36,8
Karoo	47,4	49,0	51,7	17,5	30,4	46,9	6,7	18,5	34
Sénégal oriental	45,30	47,2	48,8	26,5	31,1	43,4	11,1	15,05	22,9

Les résultats sont très voisins, remarquons cependant que le rapport S paraît légèrement plus faible, le nombre de nos analyses est trop réduit pour que cela soit vraiment significatif.

Classification de nos dolérites

Dans beaucoup de régions, les dolérites sont associées avec de puissantes coulées de basaltes dits " des plateaux " F. WALKER et A. POLDERVAART (1949), F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) ont montré que dans ce cas, les compositions chimiques des deux groupes étaient très voisines et que ces roches dérivait d'un même magma de type " basalte tholéïtic ".

J. JUNG et R. BROUSSE (1958) ont donné une nouvelle classification : pour eux, l'ancienne association des basaltes tholéïtiques et des basaltes à olivine fait partie de l'association dite "essentielle-ment basaltique " dont nous trouverons ci-dessous les subdivisions

basées sur les valeurs de Si et de S :

	Si	S	Type
Calco-alcalin	48-50	10-20	Deccan
Sodique faible	42-47	5-25	Islande
Potassique faible	40-45	20-40	Hébrides

Les valeurs obtenues pour nos dolérites permettent de les classer dans le groupe calco-alcalin type Deccan avec toutefois une certaine parenté avec le groupe sodique faible (la valeur moyenne de Si étant un peu faible). Dans le cadre de la classification de JUNG et BROUSSE les dolérites du Sénégal Oriental et de ses confins guinéens dans le groupe : association essentiellement basaltique, sous-groupe calco-alcalin.

V - METAMORPHISME DE CONTACT DEVELOPPE PAR LES DOLERITES

A - INTRODUCTION

Lors de leur mise en place les dolérites ont développé dans les terrains encaissants un métamorphisme de contact extrêmement "spectaculaire" lorsqu'il affecte des pélites ou des roches carbonatées, beaucoup plus discret lorsqu'il s'agit de roches gréseuses. Ce métamorphisme est connu depuis longtemps en Guinée où de nombreuses notes lui ont été consacrées (HUBERT H, 1917 ; LACROIX A., 1905 ; JEREMINE E., 1945 ; BARRERE J., 1959) . R. DARS (1960) a donné une étude extrêmement minutieuse des phénomènes de contact liés à la mise en place des dolérites du Soudan Occidental. Signalons ici que la mise en place des dolérites est certainement plus complexe qu'on ne se l'imagine; nous connaissons un exemple où la mise en place de la dolérite a dû être précédée par celle d'une roche à tendance basaltique; cette roche a subi un métamorphisme de contact dû à la dolérite proprement dite.

Nous étudierons l'effet de la mise en place des dolérites sur un certain nombre de roches de nature différente :

B - METAMORPHISME DE CONTACT DANS LES ROCHES CARBONATEES

Les cipolins birrimiens qui se trouvent à l'Ouest et au Sud-Ouest de Kédougou ont subi des remaniements provoqués par les dykes de dolérite qui traversaient le socle pour aller s'épancher plus haut, dans les pélites des séries de Mali ou de la Falémé. Le contact n'a jamais été observé mais a pu être approché à quelques mètres près.

Le métamorphisme semble avoir été assez capricieux, le plus souvent on observe :

- un blanchiement de la roche accompagné d'une remobilisation de la calcite qui recristallise en filonnets pouvant prendre quelquefois un aspect ptygmatisé.

Peut-être s'agit-il de la dédolomitisation (J. JUNG 1958).

- Apparition de minéraux de métamorphisme tels que trémolite, biotite. B. TAGINI (1959) a signalé la présence de pyroxènes dans la zone de Tiokoye (S.O. de Kédougou).

Personnellement nous avons pu observer dans une pélite calcareuse de la série de Ségou-Madina-Kouta (éch.177 L.M. 22 766), l'apparition d'épidote, de zoïzite, de grossulaire et de diopside. Ces deux derniers minéraux sont concentrés en filonnets recoupant l'ancienne pélite en tous sens : il s'agit d'une tactite en voie de formation.

C - METAMORPHISME DE CONTACT SUR LES GRES

Il s'agit d'un phénomène extrêmement rare dans la zone étudiée; nous avons pu cependant, à quelques kilomètres à l'Ouest de N'Debou, observer des grès se trouvant à moins de 30 mètres d'un sill de dolérite ; le métamorphisme n'apparaît guère : les grès semblent simplement un peu plus quartzifiés et on note l'apparition de filonnets d'hématite, la tourmaline et la biotite qui sont communes dans ce genre de métamorphisme n'ont pas été retrouvées.

On note sur le terrain que les grès ont tendance à se débiter en prismes courts pentagonaux de 15 à 20 centimètres de diamètre ; d'après R. DARS (communication orale) ce débit en prismes serait fréquent dans les grès se trouvant près d'une dolérite.

D - METAMORPHISME DE CONTACT DANS LES PELITES

Le métamorphisme de contact transforme les pélites de façon très visible : ces roches qui, dans la série de Mali ont une couleur jaunâtre ou beige-verdâtre à l'état normal, deviennent de plus en plus sombres et de plus en plus compactes en se rapprochant d'un sill ou d'un dyke de dolérite.

D'après les observations que nous avons pu faire le long de la route Témessé-Touba, il semble que l'action de la dolérite puisse se faire sentir sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur pour un sill doléritique d'une puissance de quarante mètres environ.

L'action de ce métamorphisme de contact, si visible sur le terrain, paraît beaucoup plus faible lors de l'étude au microscope : le plus souvent on note une recristallisation très fine de séricite et plus rarement de biotite. Les minéraux opaques (magnétite, hématite, substances carbonées) sont plus abondants. Le quartz des microbanes plus grossiers, si fréquents dans les pélites, ne semble pas avoir recristallisé notablement. On peut supposer en raison de la dureté des cornéennes qu'il n'en n'est pas de même pour les quartz microcristallins. De la cordiérite en petites plages en voie de sérécitisation a pu être observée dans l'échantillon 118.

La faible intensité de la recristallisation semble due à la nature même des pélites : à Gounbanbéré ces roches contiennent une passée conglomératique formée par des galets (en général des cipolins) disséminés dans une pâte pélitique.

Cette roche a subi un métamorphisme de contact dû à un sill de dolérite; alors que la pâte pélitique ne présente qu'une faible recristallisation de séricite , les galets ont fortement réagi donnant des auréoles réactionnelles concentriques où l'on distingue de l'extérieur vers le centre :

- Une zone de minéraux opaques
- De l'actinote très fine
- De l'actinote, de la zoïzite, de l'épidote et du quartz en grains moyens.
- Une zone centrale à grands cristaux de quartz de zoïzite et d'épidote.

E - METAMORPHISME DE CONTACT DANS LES SERIES EPIMETAMORPHIQUES

Des dykes de dolérite se sont mis en place, d'une part dans les séries des Bassaris, de la Koulountou, de Bakel, d'autre part dans le Birrimien, postérieurement à leur plissement et à leur métamorphisme. Ces roches sont semblables à celles rencontrées en sills dans la série de Mali, tout au plus peut-on remarquer que l'autométamorphisme y est, en général, plus développé.

Le métamorphisme de contact semble beaucoup plus discret que celui observé dans les pélites ; une observation faite au N.O. de Guingan (route Youkounkoun-Termessé) nous a permis de constater qu'il était tout de même présent : un dyke doléritique d'une dizaine de mètres de puissance se met en place dans des schistes verts qui, à l'état normal contiennent du quartz, de l'actinote, de la zoïzite et de l'épidote, de la séricite et des veinules et petits amas de calcite.

Ces schistes verts ont un aspect feuilleté bien caractéristique. A une trentaine de mètres du contact avec la dolérite les schistes prennent un aspect plus compact, à trois mètres environ on peut observer l'apparition de feldspaths qui semblent de plus en plus fréquents et plus développés en se rapprochant du contact. La dolérite est elle-même modifiée, elle prend sur une cinquantaine de centimètres un grain très fin lui donnant un aspect basaltique (chilled-margin).

Au microscope, bien que la structure du schiste n'apparaisse guère changée, les effets du métamorphisme de contact sont nets : la calcite semble avoir disparue, on note par contre la présence de magnétite et de gros porphyroblastes d'albite (voir photo 7 , planche IX). Ce minéral se caractérise par la rareté des macles polysynthétiques et par la présence de celle de CARLSBAD. Il est logique de penser que cette albite correspond à une métasomatose sodique provoquée par la mise en place de la dolérite.

De telles roches ont été signalées plus au Sud, en Guinée par HUBERT H. (1917). R. DARS (1960) a pu mettre en évidence, par des calculs chimiques, l'existence d'une métasomatose silico-albitique dans certaines cornéennes du Soudan Occidental.

Cet auteur, par contre, a cru voir un départ de calcium à partir de la dolérite; dans l'exemple que nous venons de décrire, il semble qu'il y ait au contraire une décalcification dans les environs immédiats du contact. De toutes façons la mobilité de CO_3Ca semble très grande.

VI - CONCLUSIONS

Les dolérites du Sénégal Oriental et de ses confins guinéens se présentent en sills, plus rarement en dykes ou en amas. Leur mise en place a été contrôlée par la tectonique régionale et par la nature des terrains encaissants. Au point de vue chimique elles se rattachent à l'association essentiellement basaltique calco-alcaline de JUNG et BROUSSE dont elles représenteraient un faciès intrusif. Leur composition semble très proche des roches effusives du Deccan mais serait légèrement moins potassique. Des différenciations magmatiques ont pu avoir lieu au cours du refroidissement des sills de dolérite; elles aboutissent à la formation de " nids " de micropegmatite et de roches à tendance granophyrique. Un automorphisme assez intense a affecté une grande partie de ces dolérites.

Leur mise en place a provoqué un métamorphisme de contact de faible intensité mais de grande extension, en particulier dans les pélites. Dans certains cas la mise en place de la dolérite s'est accompagnée d'une métasomatose albitique.

LES FORMATIONS LATÉRITIQUES LEURS RELATIONS AVEC LA GEOMORPHOLOGIE

I - INTRODUCTION

Ce n'est pas le but de ce mémoire que d'entreprendre une étude exhaustive du problème de la latéritisation. Cependant, la zone étudiée étant couverte à 90 ou 95% soit par des cuirasses anciennes, soit par des latérites récentes, nous sommes obligés de l'aborder. Ce bref "tour d'horizon" est d'autant plus utile que, au cours des dernières années, de nouvelles études ont fait sérieusement progresser la connaissance de la latérite.

C'est BUCHANAN, qui en 1807 donna le nom de latérite à un " dépôt résiduel de l'altération des sols composé par des oxydes de fer et d'alumine ". Par la suite la latérite a attiré l'attention de nombreux chercheurs : J. CHAUTARD et P. LEMOINE (1908), H. ARSANDEAUX (1909-1910), A. LACROIX (1914), J. de LAPPARENT (1930), E. de CHETELAT (1938) pour n'en citer que quelques-uns. Grâce à leurs travaux il a été démontré :

- Que l'on peut distinguer dans la latérite plusieurs horizons dont le nombre et la nature varient avec la latitude.
- Que le phénomène de latéritisation correspond essentiellement à un lessivage de la silice, des alcalins et alcalino-terreux, avec une concentration relative de fer, d'alumine et du titane.

Notons dès à présent que le terme de latéritisation est devenu trop imprécis; en particulier dans les zones où la couche de surface de latérite est une cuirasse ferrugineuse on avait tendance à réserver le terme de latérite à la seule cuirasse; actuellement on parle de ferralitisation pour désigner l'altération latéritique pour l'opposer aux phénomènes de cuirassement.

Ces dernières années de nouvelles études ont été entreprises, en Afrique de l'Ouest en particulier : M. BONIFAS (1959) R. MAIGNIEN (1958), J. VOGT (1958) et P. MICHEL (1960) ont publié de nouveaux travaux.

II - LE PROBLEME DE LA LATERITE

Ce problème peut être abordé de deux points de vue différents :

- Le point de vue pédologie : la latérite est une roche d'altération.
- Le point de vue géomorphologie : la latérite se répartit selon certaines surfaces.

A - LE POINT DE VUE PEDOLOGIE

En climat tropical de type savane où l'on observe une saison sèche alternant avec une saison humide, l'altération latéritique donne la coupe suivante ; de bas en haut en partant de la roche saine on observe : roche saine, roche altérée, lithomarge ou couche " pain d'épice ", carapace, cuirasse.

1°- Travaux de M. BONIFAS (1958).

D'une façon générale cet auteur a confirmé les résultats obtenus par les anciens chercheurs : élimination des alcalino-terreux, disparition partielle ou totale de la silice; fer, aluminium, titane subsistant sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes; elle apporte en outre des précisions nouvelles :

- Contrairement à ce que l'on pensait, la roche altérée passe à la latérite sans l'intermédiaire d'une phase argileuse : les zones argileuses contenues dans la lithomarge sont liées à la présence de la nappe aquifère ; les argiles et en particulier la kaolinite, se forment à partir de la gibsité et de la silice. Ce dernier processus peut d'ailleurs être réversible vers le haut.

- La plupart des produits latéritiques, bien qu'ayant des dimensions colloïdales, sont cristallisés.

- Par un calcul dit "isovolumétrique" appliqué à la lithomarge où l'ancienne structure de la roche est encore visible, M. BONIFAS montre qu'il y a eu élimination totale des alcalins et alcalino-terreux, élimination partielle de la silice et apport de fer et d'alumine.

- L'aluminium considéré jusqu'à présent comme un élément stable, semble être également légèrement mobile.

M. BONIFAS s'est donc attaché au problème du passage de la roche saine à la latérite (s.l.) c'est-à-dire à la ferralitisation.

2°- Travaux de R. MAIGNIEN (1958)

Cet auteur a étudié la couche dure que l'on observe en zone tropicale à la partie supérieure de la latérite et que l'on nomme la cuirasse. Pour lui, il est indispensable de séparer nettement les phénomènes de ferralitisation de ceux du cuirassement : " le milieu ferralitique est favorable au cuirassement dans la mesure où il libère des quantités suffisantes de sesquioxydes. Mais encore que, tous les sols ferralitiques ne sont pas cuirassés, d'autres milieux participent à ces phénomènes : sols ferrugineux tropicaux, sols subarides, sols hydromorphes, anciennes cuirasses ". De plus, cet auteur estime que l'apport de fer et d'alumine nécessaire aux cuirassements ne s'est pas fait seulement dans le sens vertical, mais également dans le sens latéral.

R. MAIGNIEN estime que six stades sont nécessaires au cuirassement :

- Individualisation des sesquioxydes.
- Mobilisation.
- Migration.
- Concentration.
- Immobilisation.
- Induration.

Nous allons reprendre en les développant tous ces stades.

- a) Individualisation et mobilisation : Les sources des sesquioxydes sont diverses : altération des roches, évolution des sols, décomposition d'anciennes cuirasses, etc ... On estime que, avec une pluviométrie de 500 mm par an, le fer est libéré ; il faut 1200mm pour l'alumine dont les complexes formés sont peu stables.
- b) Migration : Il faut un agent de transport pour déplacer les complexes ainsi formés et des conditions favorables au maintien de la

mobilisation. L'eau est cet agent. Les conditions favorables au maintien de l'état mobilisé sont : un excès d'humidité, une activité biologique élevée dans le sol, un bon drainage. Les processus de remontée par capillarité sont minimes⁽¹⁾. La gravité semble le moteur essentiel causant le déplacement : le lessivage se fera donc du haut vers le bas, il y aura donc un transport dans ce sens qui pourra être soit vertical, soit oblique. Ce fait implique que le niveau cuirassé se constituera dans le sol et non en surface. Une partie des sesquioxides solubilisés pourra partir avec les eaux de ruissellement.

c) Concentration : L'accumulation pourra se faire, soit dans un niveau particulier du sol dans le cas d'un lessivage vertical, soit dans des cuvettes ou des marécages, si les matériaux sont transportés par ruissellement.

d) Immobilisation : Il y a oxydation et précipitation des composés solubles. L'oxydation du milieu est fonction de l'aération des sols qui peut avoir de multiples causes :

- Texture : un milieu à grosses particules est favorable à l'aération. Les alluvions grossières, les anciennes cuirasses, (parcourues par de nombreux canalicules) conviendront à l'immobilisation.

- Drainage : Un départ accéléré des eaux de percolation aère le sol : le long des dépressions qui collectent les eaux, des cuirasses particulièrement importantes sont observées.

- Manque de vie organique , ce qui diminue les teneurs en CO^2 donc, favorise l'oxygénation. Là encore les cuirasses déjà formées constitueront un milieu favorable.

- La dessiccation qui peut être due soit au drainage, soit à des facteurs atmosphériques.

e) Induration : résulte du dessèchement du sol et de la destruction définitive des complexants organiques.

(1) Il ne faut pas , à mon avis, trop diminuer le rôle de ce processus : la formation dite du " remblai sable-argileux " que l'on trouve dans la basse vallée de la Falémé voit sa partie supérieure très enrichie en hydroxydes de fer : il s'agit d'un début de cuirassement dû , sans aucun doute, à des remontées capillaires.

SCHEMA DE LA BAUXITISATION

(D'après R. Maignien 1958)

BOWAL A CUIRASSE
ALUMINEUSE

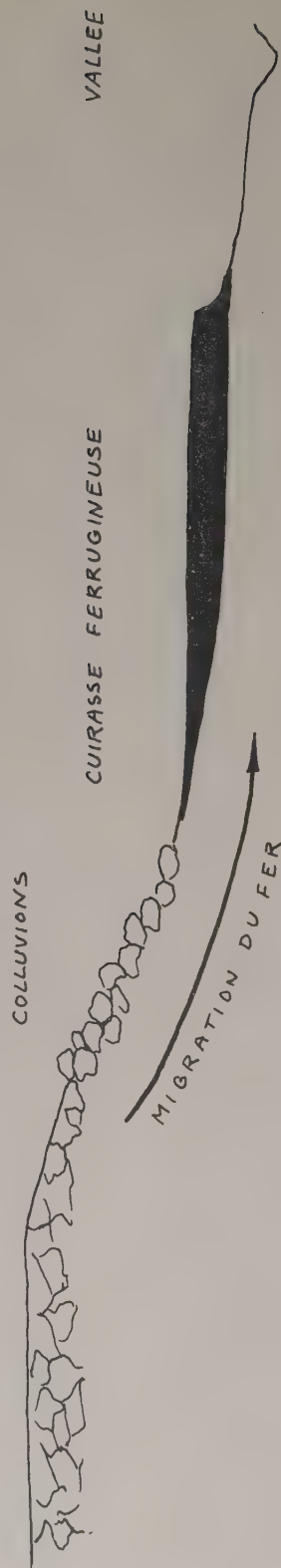


Figure: 42

R. MAIGNIEN conclut en marquant : "l'antagonisme entre les processus de libération, mobilisation et transport des oxydes constitutifs, et les processus d'accumulation, d'immobilisation et d'induration. Les premiers sont favorables en milieu humide sous des peuplements végétaux denses et au modelé accusé. Les seconds découlent des conditions inverses propres aux savanes tropicales."

Ainsi, lorsque le climat est accusé, sahélien sec ou équatorial humide, le cuirassement est peu prononcé ou même inexistant; au contraire, lorsque le cycle défini plus haut peut se réaliser, le sol se cuirasse : c'est le cas du climat soudano-guinéen, tel qu'il existe dans la plus grande partie du Sénégal Oriental. Parmi les nombreuses conséquences des observations de R. MAIGNIEN citons :

- Le fait que les cuirasses latéritiques sont formées à l'intérieur d'un sol. Lorsqu'on les observe actuellement en surface, on doit admettre qu'il s'agit d'un horizon tronqué.

- Les cuirasses bauxitiques se forment surtout par accumulation relative : elles occupent une position haute (voir fig. 42). Ceci est dû au fait que les composés solubles de l'aluminium sont peu stables et se déplaceront moins que les composés du fer.

Les travaux de R. MAIGNIEN, plus que ceux de M. BONIFAS, font intervenir des facteurs tels que : topographie, climatologie. Ceci nous amène à envisager la formation des latérites suivant un nouveau point de vue :

B - LE POINT DE VUE GEOMORPHOLOGIQUE

E. de CHETELAT (1938) avait déjà abordé le problème ; J. VOGT (1958) et P. MICHEL (1960) ont effectué une série de travaux pour le compte du S.G.P.M. puis du B.R.G.M. au cours desquels ils ont eu à s'occuper des latérites. P. MICHEL a fait paraître une série de rapports et d'articles qui concernent plus particulièrement le Sénégal Oriental et ses confins.

SCHEMA DE L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES HAUTS BASSINS DU SENEGAL ET DE LA GAMBIE (D'après P. Michel 1960)

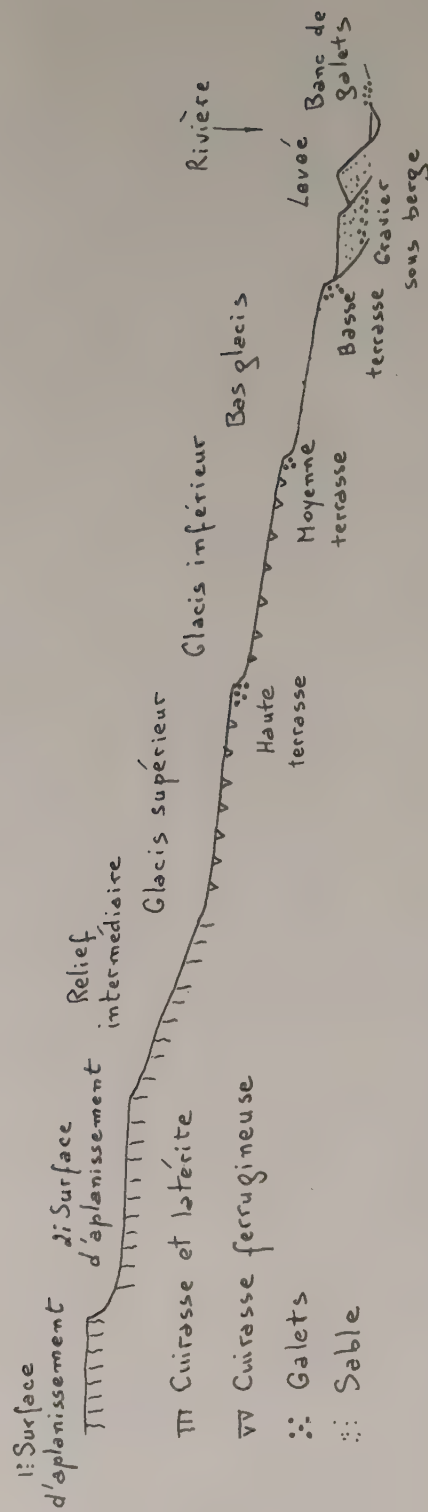


Figure:43

Cet auteur montre que les surfaces latéritiques et en particulier les cuirasses ne se répartissent pas au point de vue topographique, de façon anarchique, ou suivant des systèmes locaux, mais, au contraire, sont liées à des règles plus générales à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Il distingue (voir fig.43) :

- Une première surface d'aplanissement post paléozoïque mais antérieure au Crétacé moyen.

- Une seconde surface d'aplanissement éocène.

- Un relief intermédiaire de la fin du Néogène.

- Glacis supérieur cuirassé.

- Glacis inférieur cuirassé.

- Bas glacis non cuirassé.

- Gravier sous berge.

- Remblai sablo-argileux

- Levés récentes.

Quaternaire ancien

Quaternaire récent

- La première surface d'aplanissement se rencontre dans le Fouta-Djalon au S-E de Mali à une altitude supérieure à 800 m. : elle correspond à une pénéplaine mollement ondulée ayant subi une ferralitisation intense suivie d'un cuirassement. Cette pénéplaine aurait été ultérieurement soulevée et érodée : les produits de sa démolition s'accumulent dans le golfe crétacé du bassin du Sénégal.

- La deuxième surface correspond à une nouvelle pénéplation : les reliques de cette surface se rencontrent dans le Fouta (N.E. du Fouta-Djalon) et en lambeaux perchés dans les Monts Bassaris et le Plateau Mandingue. Elle paraît s'être formée au Lutécien puisqu'à cette époque des traces d'une pédogénèse intense se marque dans le bassin du Sénégal où se déposent des calcaires dolomitisés puis silicifiés . Suivant les hypothèses d'EHRART (1956) de tels dépôts marins correspondent sur le continent voisin à une ferralitisation intense. Cette deuxième surface cerne les reliefs résiduels supportant la première surface : la pénéplaination a donc été incomplète.

- Après le Lutécien a eu lieu un nouveau soulèvement général provoquant une nouvelle période d'érosion. A cette époque se forme la surface dite du " relief intermédiaire ". Cette surface, peu

ATTAQUE DU SYSTEME DES GLACIS PAR L'EROSION ACTUELLE

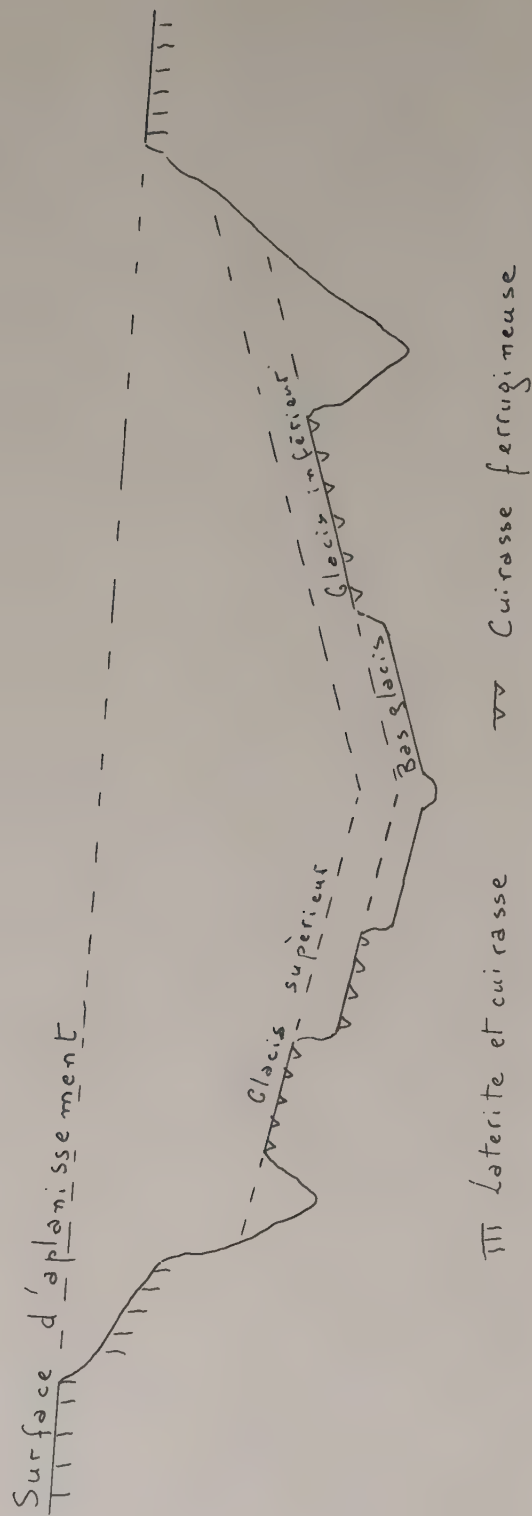


Figure: 44

évoluée, semble s'être formée sous climat humide, elle est latéritisée et cuirassée mais non alumineuse; elle daterait du Villafranchien.

- Le soulèvement se serait poursuivi durant le Quaternaire et le réseau hydrographique se serait encore enfoncé. Cet enfoncement, joint à une alternance de climats subhâride et soudanien, est responsable de la formation de glacis et de terrasses emboîtées. En période aride l'érosion mécanique intense fournissait une grande masse de débris qui s'écoulaient en nappe formant des glacis à pente faible. Au retour de la période humide, l'érosion chimique devenait prédominante avec ferralitisation de la roche en place ; les solutions ferrugineuses provenant des surfaces antérieures provoquaient un cuirassement des glacis.

P. MICHEL distingue trois glacis , seuls les deux supérieurs sont cuirassés, le troisième l'étant seulement localement. Ces glacis sont "emboîtés" et axés généralement sur le réseau hydrographique qui peut toutefois les recouper et les disséquer (voir fig.44). Chacun de ces glacis possède sa terrasse, généralement rencontrée en lambeaux épars.

- Enfin, il semble qu'au Quaternaire récent eu lieu une régressions marine importante au cours de laquelle les cours d'eau creusèrent activement leur lit : cette érosion fournit un matériel détritique grossier (pris soit directement dans le lit des rivières, soit dans les terrasses anciennes) qui se dépose en une nouvelle couche dite du " gravier sous berge " dans le lit mineur des marigots. A la fin de la régression le climat évolue vers l'aridité : le Sénégal est barré par un cordon dunaire et n'aboutit plus à la mer; ses affluents s'épanchent dans des zones lacustres et marécageuses et y abandonnent la formation dite du " remblai sablo-argileux " qui existe également d'ailleurs sur la Gambie.

Actuellement, les cours d'eau recreusent leur lit et mettent à jour le " gravier sous berge ".

Ce schéma morphologique trop rapidement exposé, est très utile aux géologues et aux prospecteurs.

Il permet par exemple de sélectionner rapidement les zones favorables aux minéralisations alluvionnaires ou latéritiques. La bauxite, d'après les théories de R. MAIGNIEN, se concentre par élimination des hydroxydes de fer : il est bien évident qu'il faudra la chercher dans les deux premières surfaces d'aplanissement, surfaces élevées et suffisamment âgées pour que le fer soit totalement éliminé.

Au point de vue alluvionnaire le gravier sous berge sera une formation très favorable aux concentrations puisqu'il résulte en partie d'un remaniement des anciennes terrasses.

III - CONCLUSIONS

La latérite est la formation la plus répandue du Sénégal Oriental. Les travaux les plus récents ne permettent plus de la considérer comme une simple roche d'altération ; outre les conditions climatiques, les cuirasses latéritiques en particulier, exigent pour se former, une série de conditions géomorphologiques bien particulières qui relient leur formation à des phénomènes géologiques de grande ampleur tels que : régression, soulèvements, etc...

Dans la zone étudiée les formations latéritiques (s.l.) et certaines terrasses ou remblais, constituent les seuls dépôts connus depuis la fin du Primaire.

C I N Q U I E M E P A R T I E

- C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ce mémoire fait le point des observations géologiques recueillies durant trois campagnes de terrain et deux missions de plus courte durée, effectuées en vue de l'établissement d'une carte géologique au 1/200 000^e du Sénégal Oriental. Les lignes qui suivent nous permettront de reprendre les principaux résultats acquis au cours de cette étude.

Le socle métamorphisé et granitisé occupe environ 14.000 Km² ; il affleure dans la partie orientale de la zone étudiée, mais il est possible que les " noyaux " granitiques se trouvant dans les séries de la Kou-lountou et de Youkounkoun représentent des témoins de ce socle, qui a été attribué au Précambrien moyen ou Birrimien; les terrains d'âge plus ancien ne seraient pas représentés.

Ce Birrimien se serait formé dans des conditions géosynclinales : il y aurait d'abord eu mise en place de roches volcaniques sous-marines de type ophiolite dans une fosse eugéosynclinale dont l'orientation varierait entre le N-E et le N-NE. Ces formations volcaniques sont plus ou moins synchrones avec des dépôts calcaireux et schisteux déposés hors de cette fosse. Au moment de l'apparition des premières cordillères, un volcanisme andésitique se met en place.

L'orogénie principale débute sans doute dans la partie N-O; la principale poussée vient de cette direction : les reliefs émergés sont violemment attaqués par l'érosion dont les produits vont s'accumuler, sous forme de flysch, à l'emplacement actuel des séries du Dialé et du Daléma. L'orogénie progressant vers le S-E, le flysch lui-même est plissé.

Au cours de cette orogénie différents granites se mettent en place : granites Baoulés syntectoniques, à affinités métasomatiques type Kakadian, ou à affinités magmatiques (sans doute par réomorphisme) type Saraya. Ces granitisations s'étalent sur une assez longue période et leurs dernières manifestations sont sans doute contemporaines de la fin de l'orogénie (granites tarditectoniques). De cette époque date également la

formation des granites de type Boboti, granites dont la mise en place très spéciale est caractérisée par l'intrusion préalable de nombreux et souvent importants filons ou stocks de roches acides ou neutres, grenues, microgrenues ou microlithiques; il semble que ces granites représentent une granitisation de type circonscrit restés à l'état embryonnaire.

Enfin, dans les zones où l'orogénie est terminée, des granites circonscrits de type Bondoukou se mettent en place. Certains peuvent être liés à des fractures profondes représentant les dernières manifestations de l'orogénie. Il est possible que certaines venues volcaniques basiques, de faible importance, soient également apparues à ce moment-là.

La date du dépôt ou de la mise en place des formations géosynclinales n'est pas connue ; par contre, les mesures d'âges absolus ont montré que les granitisations s'étagent entre 2.000 et 2100 M.A. Cet âge est comparable à celui de la granitisation " éburnéenne " qui a affecté le Birrimien de la Côte d'Ivoire.

Cette chaîne birrimienne a sans doute été ensuite attaquée et complètement érodée par l'érosion : les produits de démolition devaient s'accumuler sous forme de molasses dont nous n'avons pas retrouvé les traces dans la zone étudiée. Il est possible toutefois que certaines parties du flysch représentent ces anciennes molasses, mais cela n'a pas été démontré.

La période comprise entre 2 milliards et 1 milliard d'années nous est inconnue; on peut penser que, durant cette période, la zone étudiée est restée calme : aucun phénomène de rétro-morphose pouvant indiquer qu'une orogénie avait eu lieu pendant cette longue durée.

Aux environs de 1 milliard d'années, à la suite d'une transgression venant du S-E, la série de Ségou-Madina Kouta commence à se déposer : elle débute, au moins localement, par des argilites et des calcaires et se poursuit par le dépôt d'une puissante couche de grès qui semble évoluer vers des sédiments plus fins de type pélites, sans doute par approfondissement de la mer : (1) Un nouvel épisode gréseux arrive alors, il y a sans doute eu régression, peut être provoquée par des mouvements épiorogéniques. Les grès passent de nouveau, à leur partie supérieure, à un puissant épisode de pélites plus ou moins calcareuses.

(1) - Il est possible qu'il y ait eu localement une coupure importante entre pélites et grès avec érosion d'une partie de ceux-ci.

La durée du dépôt de cette série ne nous est pas connue : le fait que les pélites supérieures soient concordantes avec la série cambrienne de Mali, semble indiquer que le dépôt de la série de Ségou-MadinaKouta a dû s'achever peu avant le Cambrien ; un autre fait vient appuyer cette hypothèse : la biotite du noyau granitique se trouvant dans la série de Youkounkoun donne un âge de 645 M.A. A cette époque a donc eu une orogénie qui pouvait marquer la fin de la série de Ségou-MadinaKouta et expliquer qu'elle ait disparue à l'Ouest du méridien 12°25. De toutes façons, cette série peut être attribuée au Précambrien supérieur.

Entre 650 M.A. et le début du Cambrien, il semble qu'à la suite de l'apparition de profondes cassures, une fosse s'individualise ; son axe correspondrait à l'actuelle série des Bassaris. Cette fosse créait un appel d'érosion, et les produits de l'érosion de la série de Ségou-Madina-Kouta, qui était attaquée sur sa bordure N-O et O s'y accumulaient. Au centre de cette fosse se mettent également en place des roches spilitiques, sous-marines (basaltes ou andésites) et leur cortège volcano-sédimentaire. Sur les fractures bordières apparaissent au contraire des formations volcaniques à tendance acide, (rhyolites, dellénites) . Tous ces volcans peuvent former des reliefs importants.

Alors que les éruptions basiques se poursuivent encore, une glaciation a lieu, immédiatement suivie par une transgression : la tillite date de cette époque. Elle se dépose au N du parallèle 12°20, directement sur le Birrimien, ce qui prouve que la série du Précambrien supérieur avait déjà été érodée dans cette zone.

Dans les eaux en voie de réchauffement, se déposent ensuite des dolomies calcaires, puis des silexites à faciès jaspes, suivies par des pélites. La mer où se déposent ces formations est sans doute assez profonde et bordée par des continents peu élevés, mais au centre de la fosse où se poursuit une activité volcanique basique, les pélites sont interstratifiées avec des grauwackes, des cinérites et des silexites.

A la suite de l'apparition de cordillères importantes, la mer s'étale et devient peu profonde : le produit de la destruction des cordillères attaquées vigoureusement sous un climat chaud, à alternance

de saisons sèches et humides se dépose dans un ou plusieurs bassins peu profonds mais très étendus et en voie de subsidence ce qui explique la grande épaisseur de ce dépôt de grès rouges (2000 m au minimum d'après les données géophysiques).

Les plissements s'accroissent; sous une poussée venue du N-O, le socle rejoue sous forme de grands blocs rigides sur lesquels la couverture sédimentaire s'adapte en un système complexe de plis, et de failles inverses. Il semble y avoir eu une concentration des effets de la tectonique sur deux lignes de faiblesse dont l'une correspondait aux séries de Bakel et de la Koulountou, l'autre à la série des Bas-saris : dans ces zones un léger métamorphisme syntectonique apparaît. Ces plissements se sont effectués autour de 435 M.A., c'est-à-dire au début du Gothlandien.

A cette époque l'émersion devait être générale.

Les produits de l'érosion de cette chaîne se déposent sous forme de grès blancs, dans des conditions épicontinentales ; au Gothlandien moyen toute l'Afrique Occidentale est affectée par une transgression : les schistes à graptolites se déposent, suivis par des grès datant du Dévonien. Ce Gothlando-Dévonien semble d'ailleurs avoir complètement disparu au Sénégal mais connaît une grande extension en Guinée et en Mauritanie.

Après le dépôt du Dévonien ont lieu de nouveaux plissements causés par une poussée venue (du moins dans la partie nord) du N-O. Cette tectonique se superpose en partie à celle de la chaîne gothlandienne (au Nord du parallèle 12°30). Il semble pourtant que la zone de paroxysme des plissements se soit située plus à l'Ouest que lors de la phase du début du Gothlandien et que les plissements se soient considérablement amortis dans les séries de la Koulountou et de Bakel : alors que, par exemple, dans la série de Bakel la tectonique post-dévonienne est souvent caractérisée par un style tangentiel, dans la série de Youkounkoun elle ne donne plus que des larges plis de style saxon.

Au Sud du parallèle 12°30 la tectonique post-dévonienne, peu marquée se distingue par le fait que l'axe de poussée devait venir du Sud-Ouest donnant ainsi des plis d'axe N-O.

Les mesures d'âges absolus ont montré que cette orogénie post-dévonienne aurait eu lieu entre 350 et 360 M.A.

Nous avons ensuite une immense lacune jusqu'au Quaternaire : les seules formations géologiques de cette période sont représentées par les dolérites mises en place sans doute au début du Secondaire, et par les formations latéritiques et alluviales qui ont commencé à se former à partir du Crétacé jusqu'à l'époque actuelle. Il semble d'ailleurs que cette immense lacune n'indique qu'un calme apparent :

La géomorphologie^{et} l'étude du bassin sédimentaire du Sénégal, montrent que des mouvements verticaux épiorogéniques ont eu lieu à diverses époques.

Il semble également que la zone de faiblesse que constituent les séries de style falémien ait continué à ne pas être stable : la bordure est du bassin sédimentaire qui possède apparemment une allure classique de limite de transgression, est en réalité jalonnée par toute une série d'anomalies magnétiques indiquant à plus ou moins grande profondeur la présence d'accidents profonds ayant servi de voies d'arrivée à des roches basiques.

Cette remarque nous amène à constater, d'une façon plus générale, que la zone étudiée a été depuis le Précambrien moyen affectée par un certain nombre de plissements aux directions sensiblement parallèles mais qui semblent avoir été de plus en plus déportés vers l'Ouest.

La vieille théorie de DANA suivant laquelle les géosynclinaux se tiennent en bordure des aires continentales et océaniques, et que chaque orogénèse contribue à augmenter le domaine continental au dépend du domaine océanique, trouve ici une belle illustration.

Bien que l'histoire géologique du Sénégal Oriental, telle qu'elle vient d'être exposée paraisse déjà fort complexe, j'ai conscience qu'elle ne constitue, en réalité, qu'un schéma fort simplifié. Ce travail ne pouvait d'ailleurs être qu'une ébauche en raison de l'ampleur du sujet traité : j'ai posé plus de problèmes que je n'ai pu en résoudre. Je pense tout de même avoir ainsi apporté ma modeste contribution à la Géologie si passionnante de l'Ouest africain.

B I B L I O G R A P H I E

- ALSAC C. (1961) : Contribution à l'étude des albitophyres et ortho-albitophyres du dôme de Rémollon (Hautes-Alpes). Travaux labo de Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble - Tome 37, pp.33-70.
- AMSTUTZ C.G.(1960) : Les roches spilitiques et les gîtes minéraux associés - Traduction Sanchez - Travaux labo de Géol. et Min. Fac.Sci.Univ.Clermont-Ferrand Série documentation n°21 - 16 p. ronéo.
- ARNOULD A. (1959) : Note sur l'état d'avancement de la géologie et des prospections minières dans la région de Mako, cercle de Kédougou (Sénégal). Archives Serv. Géol. pros. min.Dakar - 19 p. ronéo.
- ARNOULD M. (1961) : Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du N.E de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. Mémoires du B.R.G.M. n°3. Paris, 175 p. (Thèse, Clermont , 1961).
- ARNOULD M., Ayme J.M. et GUILLAUME R.(1959) : Nouvelle stratigraphie des séries primaires du nord du Fouta-Djalon. Bull.Soc.Géol Fr. Paris 7ème série t.I, pp.631-634.
- ARNOULD M. et GUILLAUME R. (1959) : Mission géologique au Sénégal et en Guinée. Archives Comp. Fr. Pétroles Paris.
- ARSANDEAUX H. (1909) : Contribution à l'étude des latérites. C.R. Ac.Sci.Paris, t.149 pp. 682-685.
- ARSANDEAUX H. (1910) : Nouvelle contribution à l'étude des latérites. C.R. Ac.Sci. Paris.t. 150, pp.1687-1701.
- ASKLUND B. (1958) : Le Problème Cambrien-Eocambrien dans la partie centrale des Calédonides suédoises. Coll. intern. C.N.R.S. Fr.Paris (1957) N° 76 pp. 39-52.
- AUBOIN J. (1959) : A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. Rev.Géogr.phys. Géol.dyn., Paris, 2^esérie, vol.II, fas.3, pp. 125-188.
- BARRERE J. (1959): La presqu'île du Kaloum et le massif du Kakoulima (République de Guinée).Notes du Serv.Géol.Prosp.min., Dakar, n°2 pp. 1-44.

- BASSOT J.P. (1959) : Rapport de fin de campagne 1958-1959. Archives B.R.G.M., Dakar, 89 p. ronéo.
- BASSOT J.P. (1960 a) : Etude des zones granitiques et birrimiennes de la région de Kédougou. Archives B.R.G.M., Dakar, 25 p. ronéo.
- BASSOT J.P. (1960 b) : Attribution au Cambro-Ordovicien des formations falémiennes situées dans le triangle Dalafi-Youkounkoun-Kédougou (Sud-Est du Sénégal) C.R. Ac. Sci., Paris t.251, n°1, pp. 112-114.
- BASSOT J.P. et DELPY (1960 a) : Observations sur le Paléozoïque plissé et métamorphique au Nord du Sénégal Oriental. C.R.Ac.Sci,Paris, t.250, n°26 pp. 4405-4406.
- BASSOT J.P et DELPY J. (1960 b) : Observations nouvelles sur l'architecture du Primaire métamorphique dans la région de M'Bout (Mauritanie) C.R. Soc.Géol Fr, Paris, n°4 pp. 82-83.
- BASSOT J.P et DELPY J. (1960 c) : sur l'âge Cambro-Ordovicien de la série d'Akjoujt (Mauritanie). C.R. Ac. Sci, Paris, t.250, n°19, pp 3206-3208.
- BASSOT J.P (1961) : Etude géologique du Sénégal oriental - Rapport de fin de campagne 1961, Archives B.R.G.M., Dakar, 37 m. ronéo.
- BAUD L. (1933 a) : Le conglomérat argilo-calcaireux dans la région de Kayes et de Bafoulabé (Soudan occidental et sa position stratigraphique C.R. Ac. Sci, Paris, t.197, pp.172-173.
- BAUD L. (1933 b) : Nouvelle échelle stratigraphique des "grès horizontaux " pour la région de Kayes (Soudan Occidental) C.R. som.Soc.Géol. Fr. Paris, n°14, pp.214-216.
- BAUD L. (1950) : Notice explicative sur la feuille Kayes-Ouest. Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000^e. Levés effectués de 1932 à 1935 et 1942. Publ.Dir. Mines A.O.F., Dakar. 33 p., 1 dpl.
- BELLIERES J. (1949) : Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. Ann.Soc.Géol. Belgique. Bruxelles, t 72, pp. 195.202.
- BENSE C (1958 a) : La série stratigraphique de la région de Kiffa (Mauritanie Orientale). Bull.Soc.Géol.Fr. Paris, 7ème série T.1, pp.128-131.

- BENSE C. (1958_b) : Sur l'identité des formations sédimentaires de la région de Kiffa et du Falémien de Sélibabi (Mauritanie). Bull. Soc.Géol. Fr., Paris, 7è série T.1, pp. 183-186.
- BENSE C. et DELPY J. (1958) : A propos de la position stratigraphique du Falémien de Mauritanie : nouvelles observations sur la coupe de Touijigjigt. C.R. Ac. Sci, Paris, t.247, pp 2388-91.
- BENSE C. (1961) : Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionales et du Mali Nord-occidental. Thèse doctorat ès-sciences, Univ. Nancy, 264 p. ronéo.
- BERNARD A. (1958) : Contribution à l'étude de la province métallifère sous-Cévenole. Thèse doctorat es-sciences Univ. Nancy, 2 vol, 640 p. ronéo.
- BILLINGS M.P (1956) : Structural geology (second edition) Engle woods Cliffs N.J Prentice hall inc. 514 p.
- BLANCHOT A. (1953) : Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique) Bull. Dir.Féd. Mines Géol., Dakar, n°17, 304 p.
- BODIN L. (1951) : Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique occidentale française, Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar, n°12, 113 p.
- BODIN L. (1956) : Sur la génèse de certains granites de l'A.O.F. Cycle de conf. Serv.Géol.A.O.F., Dakar inédit 33 p.
- BOIS J. (1961) : Mission Sud Bakel - campagne 1960-61. Archives B.R.G.M., Dakar, 40 p. ronéo.
- BONHOMME M. (1962) : Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain - Thèse doctorat ès-Sciences, Univ. Clermont-Ferrand, 62 p.
- BONIFAS M. (1959) : Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine n°17, 1 vol. 159 p.
- BOURCART J. (1941) : Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris 5ème série, t.XI, pp.117-153.
- BOUSQUET J.C. (1961) : Nouvelles données sur les diabases porphyroclastiques de la région de Sangineto (Calabre). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris. 7è série t.III, n°4 pp.371-378.

- BOYD F.R. (1961) : Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park Wyoming. Géol.Soc.Amer.Bull.vol.72,n°3, pp.387-426.
- BRUNN J.H (1961) : Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. Rev.Géogr. et Géol.dyn.Paris, vol.4, Fasc.2, pp.89-96 et fasc.3 pp.181-201.
- BURRI C. et NIGGLI P. (1945) : Die Jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, Bd 1.Publ. Vulkaninstitut Immanuel Friedlanfer 634 p.
- BUSSIERES P. (1959) : Etude géologique de l'Ile de la Réunion - Thèse doctorat ès-sciences.Univ.Clermont 124 p. ronéo.
- CAROZZI A. (1953) : Pétrographie des roches sédimentaires - Librairie de l'Université Lausanne, 1 vol. 268 p.
- CAYEUX L. (1929) : Les roches sédimentaires de France - Roches siliceuses. Mém.carte géol. Fr. Imprimerie Nle, Paris, 696 p.
- CAYEUX L. (1931) : Introduction à l'étude des roches sédimentaires. Mém. carte géol Fr. Imprimerie Nle Paris, 2 vol.
- CHAUTARD J. et LEMOINE P. (1908 a) : Sur le phénomène de la latéritisation. Bull.Soc.Géol. Fr.Paris, (4) t. VIII pp. 3538.
- CHAUTARD J. et LEMOINE P. (1908 b) : Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique. C.R. Ac.Sc. t .146, pp.239-242
- CHAUTARD et LEMOINE p. (1908 c) : La latéritisation et ses relations avec la genèse de certains minerais d'alumine et de fer et de certains gîtes aurifères de la région tropicale. Bull.Soc. Ind.Min.Paris (4) t.9,5è liv. 37 p.
- CHETELAT(de) E. (1932) : Rapport provisoire sur les recherches géologiques entreprises dans la subdivision de Youkounkoun et régions environnantes. Archives B.R.G.M.,Dakar.
- CHETELAT (de) E. (1933) : Recherches géologiques et morphologiques dans le N.O de la Guinée française. La subdivision de Youkounkoun et régions environnantes. Rev.Géogr.phys. et Géol.dyn. Paris, Vol.6 fasc.2, pp.91-118.

- CHÉTELAT (de) E. (1938) : Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., Paris, vol.11, fasc.1, 104 p.
- C.N.R.S. (1958) : Les relations entre Précambrien et Cambrien- Problème des séries intermédiaires. Colloque international CNRS Fr.Paris (1957), n°76 1 vol. 272 p.
- CORRENS (1951) : Zurgeochemie der Diagenese. Geochemica et cosmochemica, acta, London, vol.1, pp.49-54.
- DALY R.A. (1933) : Granite and metasomatism. Amer.Journ.of Sc., New-Haven vol.247, pp.753-778.
- DARS R., SOUGY J. et TESSIER F.(1957) : Nouvelle stratigraphie des séries paléozoïques de la région de Kayes (Soudan français). C.R. Ac.Sc.,Paris, t.244 n°18, pp.2312-2314.
- DARS R. et SOUGY J. (1958) : La stratigraphie du "Cambro-Ordovicien" de l'Ouest africain et ses relations avec le Précambrien. Col.intern. C.N.R.S. Fr. Paris 1957, n°76, pp.223-237.
- DARS R. (1961) : Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan Occidental (Afrique de l'Ouest). Mémoires du B.R.G.M. n°12, Paris. 387 p. (Thèse Paris 1961).
- DEFOSSEZ M. (1951) : Rapport géologique sur la haute-Gambie (Sénégal). Archives Dir.Mines A.O.F., Dakar, 28 p. ronéo.
- DELAIRE L. (1947) : Rapport de mission en basse-Guinée (novembre 46 - Juillet 47). Archives B.R.G.M. 32 p. ronéo.
- DELPY J. (1958) : Esquisse structurale du bassin hercynien du Tagant (Mauritanie) C.R.Ac.Sc,Paris, t.247, n°20, pp. 1756-1758.
- DELPY J. (1959 a) : La limite Cambrien-Ordovicien au Tagant (Mauritanie) C.R. somm. Soc.Géol.Fr,Paris, n°6 pp. 130-131.
- DELPY J. (1959 b) : Observations sur le Primaire du Tagant (Mauritanie) Bull.Soc.Géol.Fr.Paris, 7è série, t.I, n°2, pp.123-127.
- DELPY J. (1959 c) : Distinction de deux séries dans le Paléozoïque du Tagant occidental (Mauritanie). Bull. Soc. Géol. Fr.Paris, 7è série, t.1, n°2 pp.224-225.

- DELPY J. (1959 d) : Compilation sur le Précambrien supérieur et paléozoïque inférieur de Guinée et de Sierra-Léone - Archives B.R.G.M., Dakar 14 p.
- DENAEYER M.E (1951) : Tableaux de Pétrographie. Edit.Lamarre, Paris, 1 vol. 111 p.
- DERRUAU M. (1956) : Précis de Géomorphologie. Edit.Masson et Cie , Paris, 1 vol. 393 p.
- DÉVIGNE J.P. (1959) : Le Précambrien du Gabon occidental et régions limitrophes en Afrique équatoriale française. Bull. Dir.Mines et Géol de l'Afr. équat., Brazzaville, n°11, 315 p. (Thèse Clermont-Ferrand 1958)
- DIDIER J. et ROQUES M. (1959) : Sur les enclaves dans les différents types de granites du Massif Central français. C.R. Ac.Sci.Paris, t.248, n°12 pp.1839-1841.
- DIXEY F. (1925) : Geology of Sierra Leone.Quaterly Journal of the Geological Society of London.T.81, pp.208-213 - Longmans, green and Co London
- DOURTHE P. et SERRA O. (1961) : Nouvelles observations sur la série de la Gara Sayada (bordure N.E. de l'Eglab. Sahara Occidental).Bull.Soc.Géol. Fr.7è serie, t.III n°2 pp.127-132.
- EHRART H. (1956) : La genèse des sols en tant que phénomène pédologique.Théorie de la biorhéxistasie Edit. Masson et Cie.Paris.1 vol.90 p.
- ESKOLA P. (1956) : Postmagmatic potash metasomatism of granite C.R. Soc.Geol.Finlande, Helsinki,n°29 pp.85-100.
- FALLOT P. (1944) : Tectonique hercynienne et tectonique alpine C.R. somm.Soc.Géol.Fr.,Paris, série 5, vol.XIV, pp.99-102.
- FOURMARIER P. (1950) : Principes de Géologie. Edit.Masson et Cie.Paris.2 vol. 1523 p.
- FOURMARIER P. (1962) : Les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, foliation) dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. Mémoire hors-série Soc.Géol. Fr.Paris , t.I, 656 p.

- FREY R. (1937) : La classification moderne des roches éruptives. Notes et mémoires de la Dir.Gén.Trav.Publ. du Maroc . Serv.Mines et Carte Géol.Rabat, n°44, 127 p.
- FURON R. (1928) : Recherches sur la géologie et d'hydrographie ancienne du Sahel Soudanais (Aouker et Macina) C.R. Soc.Géol.Fr.Paris, t CLXXXVIII.N°16 p.276.
- FURON R. (1930) : Sur quelques points nouveaux de la Géologie du Soudan occidental (Diawara, Kaarta, Fouladougou). C.R.Ac.Sc.Paris, t.190, n°3 pp.196-198.
- FURON R. et PERNBASKINE V.(1930) : Notice sur une carte géologique de reconnaissance du Soudan français. Rev. Geogr.phys. et Géol. dynam.Paris , t.III,n°1 pp.77-91.
- FURON R. (1932) : Introduction à la géologie du Soudan occidental. Bull.Agence gén.Colon.Paris,N°283, pp.1473-1553.
- FURON R. (1943) : Géologie de la Guinée Française - Bur.Etudes Géol et min. colon.Paris.
- FURON R. (1959) : La carte structurale de l'Afrique : Historique présentation et étude critique.Chron.Mines d'O.M. et Rech.min.,Paris,n°273,pp.79-88.
- FURON R. et DAUMAIN G. (1959) : Esquisse structurale provisoire de l'Afrique.Carte Géol. au 10.000.000^e et notice explicative. 16 p. Congr.Géol.Internat, Ass.Serv.Géol.africains.
- FURON R. (1960) : Géologie de l'Afrique.Edit.Payot(2^e édition) Paris . 400 p.
- GAUTIER R. et TROLY G. (1957) : Etude pétrographique au nord de Linguekoto. Archives Serv.Géol.Prosp.Min.Dakar 32 p. ronéo.
- GERAUDON R. (1962) : Etude d'indices de Plomb et de Molybdène à Tinkoto (Sud-Est du Sénégal) et annexe . Archives B.R.G.M., Dakar, 43 p. ronéo.
- GLANGEAUD L. (1943) : Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore.Bull.Soc.Géol.Fr.Paris,t.XIII pp.419-440.
- COQUEL J. (1952) : Traité de Tectonique.Edit.Masson et Cie, Paris, 1 vol. 383 p.

- GOLOUBINOW R. (1950) : Notice explicative sur la feuille Kantan-Est- Grande Imprimerie africaine, Dakar, 28 p.
- GRAVEISTEJN J. (1962) : Mission Sud-Falémé - Rapport de fin de Campagne 1961 et annexes. Archives B.R.G.M. Dakar. 61 p. ronéo.
- HARKER A. (1960) - Metamorphism(3è édition)-Methuen and C^oI L.D.London, 1 vol. 362 p.
- HOLTEDAHL.O (1958) : La Sparagmite Formation (Kjerulf) et l'Eocambrien (Brögger) de la Péninsule Scandinave. Coll.intern.C.N.R.S. Paris 1957) n°76, pp.33-38.
- HUBERT H. (1917) : Géologie du Sénégal et des régions voisines. Bull.Soc.Géol.Fr.Paris, 4è série, t.XVII pp.103-108.
- HUBERT H. (1917 b) : Les diabases du Fouta-Djallon et leurs phénomènes de contact. C.R.Ac.Sc. t.164 pp.434-437.
- HUBERT H. (1918 a) : Notice explicative de la feuille 5(Dakar) Carte géologique de l'A.O.F. au 1/1 000 000. Archives serv.des Mines, Dakar.
- HUBERT H. (1918 b) : Limite des grès siliceux horizontaux en Afrique Occidentale C.R. Ac.Sci.,Paris, t.167 n°18, pp.646-648.
- HUPE P. (1958) : Essai de corrélation de quelques formations cambriennes et infracambriennes. Coll.intern. C.N.R.S. , Paris(1957) n°76, pp.163-168.
- JACQUET F. (1934) : Rapport sommaire et croquis géologiques pour servir à l'établissement d'une carte au millionième au Sénégal. Archives B.R.G.M. Dakar.
- JACQUET F. et NICKLES M. (1937) : Sur les relations de la Chaîne du Sénégal oriental avec les plateaux mauritaniens et soudanais. C.R. Ac.Sc. t.205 pp. 1165-1167.
- JAFFÉ (1955) : Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. Imprimerie Leemann S.A. Zurich (Thèse n°1236, Genève).
- JÉRÉMINE E. (1945) : Note sur quelques roches métamorphisées au contact des dolérites de la Guinée française. Bull.Soc.Géol.Fr.Paris, 5è série t.XV, pp. 439-450.

- JUNG J. et ROQUES M. (1936) : Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. Rev.Sci.nat.Auvergne Clermont-Ferrand, t.I, fasc. 4, 62 p.
- JUNG J. et ROQUES M. (1952) : Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. carte géol. Fr.Paris. n°235, t.I, 62 p.
- JUNG J. (1958) : Précis de Pétrographie. Edit.Masson et Cie, Paris, 314 p.
- JUNG J. et BROUSSE (1958) : Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des roches volcaniques. Bull.Soc.fr.min.crist. t.LXXXI, pp. 133-141.
- JUNNER N.R. (1940) : Géologie de la Gold-Coast et du Togo occidental. Bull.Gold-Coast Geological Survey n°11 (Trad.Dir.Fed.Min.Géol,Dakar -1941, 57 p).
- KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1955) : Stratigraphy and Sedimentation. W.H. Freeman and Company San Francisco. 497 p.
- LACROIX A. (1905) : Les roches éruptives basiques de la Guinée française. C.R. Ac.Sc. t. 140, pp.410-413.
- LACROIX A. (1914) : Les latérites de Guinée. C.R. Ac.Sc.t.158 pp.835-838.
- LACROIX A. (1933) : Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull.Serv.Géol. Indochine, Hanoi, vol. XX, fasc.3
- LACROIX A. (1941) : Les Glaucophonites de Nouvelle-Calédonie et les roches qui les accompagnent. Leur composition et leur genèse. Mém.Ac.Sci. de l'Institut de France, Paris - t.65.
- LAFFITTE P. (1957) : Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Physico-chimie et thermodynamique. Edit.Masson et Cie, Paris 1 vol. 343 p.
- LAMEYRE J. (1958) : La partie Nord du Massif des Grandes Rousses. Ext.travaux labo. de Géol.Fac.Sci.Univ. Grenoble. t.34 pp.83-152.
- LAPADU-HARGUES P. (1957) : Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. Rev.Sci.nat. Auvergne.Clermont-Ferrand nouv.série, vol.23 fasc.1,2, pp.19-31.

- LAPADU-HARGUES , P. (1958) : Observations à propos des amphibolites. C.R. som. Soc.Géol.Fr. Paris n°6 pp. 132-133.
- LAPADU-HARGUES, P. (1959) : A propos des massifs d'amphibolites du Limousin et de la Haute-Vienne (M.C. français) C.R. som.Soc.Géol.Fr.Paris, fasc.1, pp.10-11.
- LAPPARENT (De) J. (1909 : Etude comparative de quelques porphyroïdes français. Bull.Soc.Fr.Min. Paris, t.XXXII, pp.174-304.
- LAPPARENT (de) J. (1930) : Les bauxites de la France méridionale. Mém.Carte Géol.détail., Paris, 186 p.
- LAUBARD J.M. (1953) : Principaux types de structure des schistes cristallins. Rev.Sc.nat. d'Auvergne, Clermont-Fd, 48 p.
- LECOINTRE G. et LEMOINE P. (1924) : Sur les graptolites gothlandiens de la Guinée Française. A.F.A.S., C.R. 18^e session, Liège, pp.387-388.
- LEGOUX P. (1938) : Extension vers le Sud de la série inférieure plissée de l'A.O.F.. C.R. som.Soc.Géol. Fr. Paris, pp.296-297.
- LEGOUX P., (1939) : Esquisse géologique de l'A.O.F. Bull.Serv. Mines A.O.F., Dakar, n°4, 1 vol. 134 p.
- LEHINGUE J. (1955) : Rapport de fin de campagne. Archives B.R.G.M., Dakar, 30 p. ronéo.
- LETOLLE R. (1962) : Observations sur la composition isotopique du potassium dans certaines roches. C.R.Ac. Sc.Paris, t.254, n°12, pp.2505-2506.
- LOMBARD A. (1956) : Géologie sédimentaire : les séries marines. Edit.Masson et Cie Paris, 1 vol: 722 p.
- MACHENS E. (1958) : Etude géologique des rhyolites de la Tominé. Archives B.R.G.M., Dakar.
- MAIGNIEN R. (1958) : Le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. Mém.Serv.Carte Géol. Alsace et Lorraine (Thèse Strasbourg 1958) n°16, 240 p.
- MAISONNEUVE J. (1960) : Etude géologique sur le Sud de la Corse Bull.Serv.Carte Géol.Paris, n°260 t.LVII 236 p. (thèse Clermont 1960).

MARCHASSISSEAU J. (1959) : Rapport mensuel inédit. Archives B.R.G.M., Dakar.

MARMÖ V. (1955) : The Petrochemistry of some Precambrien granites of West Africa and Petrochemical comparaison with the svecofennide granites of Finland. Amer. Journ., New-Haven, Vol.253 pp.391-417.

MARMÖ V. (1956) : On the granites. Amer. Journ. Sci. New Haven Vol.254, n°8, pp.479-492.

MARMÖ V. (1958) : The problem of latekinematic granites. Schweiz. min. pétrogr. Mitt., Zurich, t.38, n°1, pp.19-42.

MARTINET B. et SOUGY J. (1957) : Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. C.R. Soc. Géol. Fr., Paris, n°15 p.367 (résumé).

MARVIER L. (1953) : Notice explicative de la Carte Géologique de l'ensemble de l'Afrique Occidentale française. Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar, n°16.104 p.; 1 carte géol au 1/6.000.000.

MICHEL P. (1959) : Dépôts alluviaux et dynamique fluviale. Archives B.R.G.M., Dakar.

MICHEL P. (1960) : Note sur les formations cuirassées de la région de Kédougou. Archives B.R.G.M., Dakar.

MICHEL P. (1960) : L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. Rev. Géomorph. dyn. n°5, 143 p.

MICHEL R. (1953) : Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. Travaux labo. Géol et Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, fasc.1, 140p.

MICHOT P. (1948) : Essai d'une classification naturelle des roches granitiques. Bull. classe Sci. Acad. roy. Belgique, Bruxelles, 5ème série, t.XXXIV.

MILLOT G. (1957) : Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse C.R. Ac. Sci. t.244. N°20, pp.2536-2539.

MILLOT G. (1960) : Silice, silex, silicifications, et croissance des cristaux. Bull. Ser. Carte Géol. Alsace et Lorraine, t.13, fasc.4, pp129-146.

- MILLOT G., PERRIAUX J., LUCAS J. (1961) : Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriasiques des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. Bull.Serv.Carte Géol. Alsace et Lorraine, t.14, fasc.4.
- MONOD Th. (1952) : L'Adrar mauritanien. Bull.Dir.Mines,Dakar n°15, 2 vol. 452 p.
- MORIN Ph. (1962 a) : Existence du Cambrien dans le Maroc Central. C.R. Ac.Sci.,Paris, t.254, n°12 pp.2198-2199.
- MORIN Ph. (1962 b) : Les séries volcano-sédimentaires cambriennes du Maroc Central. C.R. Ac.Sci.Paris t.254, n°13, pp.2396-2398.
- NICKLÈS M. (1936) : Des grandes ^{lignes} géologiques des bassins de la Falémé et de la Gambie. Archives B.R.G.M., Dakar.
- OULIANOFF N. (1958) : Le métamorphisme des roches dans ses rapports avec les mouvements tectoniques Bull.Labo.Géol.Min. Geophys. et Mus Géol. Univ.Lausanne, n°123 - 1 fasc. 15 p.
- PERONNE Y. (1957) : Rapport géologique sur la terminaison NE du massif granitique de Saraya. Archives B.R.G.M. Dakar - 26 p. ronéo.
- PERONNE Y. (1960) : Rapport de la campagne de Prospection (Décembre 1959 - mai 1960). Archives B.R.G.M. Dakar, 36 p. ronéo.
- PERRIN P. et ROUBAULT M. (1941) Quelques observations sur la spilite de Montvernier (Savoie). Bull.Soc. Hist.nat.Toulouse. t.76, pp. 161-171.
- PETERLONGO J.M. (1960) Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif Central français) Ann.Fac. Sci.Univ.Clermont-Ferrand. Géologie et Minéralogie fasc.4 - 1 vol. 187 p. (Thèse Clermont 1960).
- PETITJOHN F.J. (1957) : Sedimentary rocks. Edit.Harper and Brothers, New-York (2è éd.) 1 vol. 718 p.
- POLLET J.D. (1952) : The Geology and mineral resources of Sierra Leone. Col.Géol.Min.Ress. vol.3 n°1 pp.3-28.

- POUEYTO A. (1958) - Contribution à l'étude des grès inférieurs du Sahara septentrional. Coll.intern C.N.R.S., Paris, (1957)n°76, pp.191.197.
- POULSEN C. (1958) : Quelques remarques sur le Cambrien inférieur et l'Eocambrien du Groënland et d'autres régions septentrionales. Coll.intern.C.N.R.S., Paris (1957) n°76, pp.25.32.
- PRUVOST P., ROCH E. et SATO T. (1961) : Le concept du cycle sédimentaire : retouches et compléments C.R. Ac.Sc.T.253, pp.1742-1744.
- RADIER H. (1959) : Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental (A.O.F.) -Bull.Serv.Géol Prosp.Min.,Dakar n°26, 2 vol.556 p. (Thèse Strasbourg, 1957)
- RAGUIN E. (1943) : Géologie des gîtes minéraux. Edit. Masson et Cie, Paris. 1 vol. 641 p.
- RAGUIN E. (1957) : Géologie du granite. Edit.Masson et Cie Paris, 1 vol.275 p.(2e edit.)
- RECH-FROLLO M. (1960 a) : Caractères du faciès flysch et problèmes de sédimentation.Intern.Géol.Cong. Copenhague. Part.XXIII, pp.96-101.
- RECH - FROLLO M. (1960 b) : Flysch et Molasse. Bull.Soc. Géol.Fr.,Paris,7è série, t.II,n°6 pp.752-757.
- RENAUD L., DELAIRE L. (1955) : Notice explicative sur la feuille Conakry-Est.Publ.Dir.Mines A.O.F. Dakar , 19 p., 1 carte Géol. au 1/50.000e
- RENAUD L. (1957) : Sur la position stratigraphique du Falémien de Mauritanie. C.R.Ac.Sc,Paris,t.245. pp.1638-1641
- RENAUD L. (1961) : Le Précambrien du S.O. de la Mauritanie et du Sénégal Oriental.Mémoire B.R.G.M. n°5, Paris , 140 p. (Thèse Clermont-Fd 1958).
- RICHARD-MOLARD J. (1949) : l'Afrique occidentale française. Edit.Berger Levrault,Paris,1 vol.252 p.
- RICHARD-MOLARD J. et MONOD Th.(1950) - Une synthèse du Précambrien-ouest-africain.Bull.I.F.A.N. Dakar t.XII,n°2, pp.523-530.

- RITTMANN A (1962) : Volcanoes and their activity.
J. Wiley and Sons Inc. New-York,
1 vol. 305 p.
- ROCCI G. (1957) : Formations métamorphiques et granitiques
de la partie occidentale du Pays Reguibat
Bull. Dir. Fed. Mines. Géol. Dakar, n°21 -
2 tomes, 480 p. (Thèse Nancy 1955).
- ROCCI G. (1962) : Réinterprétation du Birrimien du Guidi-
maka (Mauritanie méridionale) C.R. Ac.
Sci. Paris, t.255, pp.3200-3202.
- ROQUES M. (1948) : Le Précambrien de l'A.O.F. Bull. Soc. Géol.
Fr., Paris, 5ème série, t.18, n° 8 et 9,
pp.589-628
- ROQUES M. (1949) : Géologie de l'A.O.F. Encycl. col. mart.,
Paris, t.I, A.O.F. pp.197-204.
- ROQUES M. (1956) : La mesure du temps en géologie -
Rev. Sci. Natur. d'Auvergne, t.70, pp 65-78
- ROURE G. (1956) : La Haute Gambie et le parc national de
Niokolo-Koba. Edit. Grande imprimerie afri-
caine, Dakar. 1 vol. 192 p.
- ROUTHIER P. (1944) : Essai sur la chronologie des roches
vertes mésozoïques des Alpes occidenta-
les. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 5è série
t.XIV, pp.117-145.
- SAGATZKY J. (1948) : Géologie de la boucle de la Gambie
(cercle de Haute-Gambie-Sénégal)
Archives B.R.G.M., Dakar, 40 p. ronéo.
- SERVICE DE GEOLOGIE ET DE PROSPECTION MINIERE DE L'A.O.F.
(Anonyme) (1958) : Analyse des roches silicatées de l'
Afrique Occidentale française. Bull. N°27
Dakar, 279 p.
- SINCLAIR Jh. (1918) : Sur l'âge des grès de la Guinée
française. C.R. Ac. Sci., t.168, pp.417-
418.
- SITTER (de) L.U (1956) : Structural geology. McGraw-Hill
Book Company Inc., New York (1è éd.)
552 p.
- SKAWYTCH C. (1933) : Rapport sur l'étude géologique du
Sud-Est du Sénégal - Archives B.R.G.M.
Dakar.
- SOUGY J. (1961) : Les formations paléozoïques du Zemmour
noir. Thèse doctorat ès sciences. Univ.
Nancy, 4 vol. 679 p. ronéo.

- SOULÉ de LAFONT D. (1955) : Rapport de tournée dans le bassin de la Falémé (Soudan) -Archives B.R.G.M. Dakar, 31 p. ronéo.
- SOULÉ de LAFONT D. (1956 a) : Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou (Côte d'Ivoire) Bull. Dir. Fed. Mines Géol. Dakar, n°18 163 p. (Thèse Paris 1955).
- SOULÉ de LAFONT D. (1956 b) : Rapport de mission dans le bassin de la Falémé (janv.mars 1956) Archives B.R.G.M. Dakar, 22 p. ronéo.
- SOULÉ de LAFONT D. (1957) : Rapport préliminaire sur les gisements de fer de la rive sénégalaise du bassin de la Falémé (Sénégal) Archives B.R.G.M. Dakar, 45 p. ronéo.
- SOULÉ de LAFONT D. (1958) : Pegmatites lithiques et pneumatholytes stannifères au Soudan et au Sénégal. Chron.min.Outre-mer et rech. min. Paris, n°267, pp.245-251.
- STRAKHOV N.M. (1957) : Méthode d'étude des roches sédimentaires. Traduction Saint Aubin, A. Vatan et autres (1958) Ann.Serv.Infor. géol. B.R.G.M. Paris, n°35, 2 t.1077 p.
- TAGINI B. (1959) : Compte-rendu de la campagne 1958-1959. Archives B.R.G.M.,Dakar; 105 p. ronéo
- TANE J.L. (1961) : Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe Travaux Labo de Géol. Fac.Sci.Univ.Grenoble t.37, pp.157-166.
- TERMIER G. et H. (1952) : Histoire géologique de la biosphère. Edit.Masson et Cie, Paris, 1 vol 751 p.
- TERMIER G. et H. (1956-1957) : L'évolution de la lithosphère 1) Pétrogénèse II) Orogénèse Edit. Masson et Cie, Paris, vol.I: 653 p. vol.II : 940 p.
- TERMIER G. et H. (1957) : Quelques faits paléogéographiques et paléotectoniques relatifs à la limite de l'Antécambrien et du Cambrien Rev.Gén.Sci.pures et appl.,Paris, t.64 n°9-10, pp. 285-291.
- TERMIER P. (1897) : Sur le graduel appauvrissement en caux des roches éruptives de la région du Pelvoux. C.R. Ac.Sci.,Paris, t.124 p. 623.

- TERMIER P. (1898) : Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches basiques de la région du Pelvoux. Bull.Soc.Géol.Fr.Paris, t.XXV. pp.165-192.
- TESSIER F., DARS R. et SOUGY J. (1961) : Mise en évidence de charriage dans la série d'Ak-joujt. C.R.Ac.Sci. t.252, pp.1186-1188.
- TURNER F.J. (1948) : Roches métamorphiques. Traduction (1949). J. GUIGUES et L. LAPLAINE. Bureau Géologique. Tananarive, 274 p.
- TURNER F.J et VERHOOGEN F.(1960) : Igneous and metamorphic Petrology. Mc.Graw-Hill Book Company Inc., New-York, (seconde édition) 694 p.
- VATAN A. (1958) : Petrographie sédimentaire. Edit.Tech-nip. Paris. 1 vol. 279 p.
- VILLEMUR J.R. (1955) : Rapport de fin de campagne 1955-Archives B.R.G.M., Dakar, 36 p.ronéo
- VILLEMUR J.R. (1960) : Stratigraphie du Cambro-Silurien du Nord-Ouest du bassin de Taoudenni (Mauritanie) C.R. Soc.Géol.Fr.Paris n°1, pp.11-12.
- VOGT J. (1958) : Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. Archives B.R.G.M., Dakar , 16 p. dactulo.
- VUAGNAT M. (1946) : Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. Bull.Suisse min.pétrog. t.XXVI, pp.116-228.
- WAYNE BURNHAM C. (1962) : Facies and subfacies of hydrothermal alteration. Economic geology, vol.57, pp.768-784.
- WENTWORTH C.K. (1936) : An Analysis of the shapes of glacial cobbles. Journ.Sedim.Petrol. U.S.A., vol. 6 , pp.85-96
- WITSCHARD F. (1960) : Rapport de fin de mission Kayes-Kédougou (1 Déc.1959-15 Juin 1960) Archives B.R.G.M. Dakar , 25 p. ronéo.

WITSCHARD F. (1961) : Mission Sud Palémé. Rapport de fin de mission (novembre 1960 -juin 1961) Archives B.R.G.M. Dakar, 34 p. ronéo.

ZIMMERMANN M. et BRIOTET H. (1958) Rapport géologique sur la région de Kayes-Kiffa, Moudjeria. Bordure S-W du bassin paléozoïque de Taoudenni. Archives Soc.Afric.pétroles, Dakar.

ZIMMERMANN M. (1960) - Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique Occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal) ; Intern.Géol.cong.Copenhague, Part.VIII pp.26-36.

■ ESPIRAT J.J. (1963 : Etude géologique de régions de la Nouvelle Calédonie Septentrionale (Extrémité nord et versant est). Thèse Université Clermont-Ferrand, 210 p

INDEX DES LIEUX CITES

	<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>		<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>
Alinnguel	12° 11	13° 48	Dalaba	13° 17	12° 45
Anabiko	12° 27	12° 51	Dalafi	12° 24	13° 40
Anfia	12° 12	12° 22	Damantan	13° 24	13° 00
Atak	12° 28	12° 40	Dar Salam	11° 40	12° 34
			Déléki	12° 30	12° 44
Badon	12° 33	12° 55	Diabal	12° 28	14° 47
Bafoundou	12° 21	12° 50	Diénoundiala	13° 07	13° 13
Bagnonba	12° 22	12° 43	Diombaloye	12° 06	13° 57
Baïtilaye	12° 09	12° 42	Dioudiounkonko	12° 11	12° 57
Bakel	12° 27	14° 54	Dombiagui	13° 30	12° 00
Balakonko	12° 42	13° 09			
Baledji	12° 09	13° 43	Etiess	12° 26	12° 34
Bambaraya	12° 05	12° 25	Etiolo	12° 51	12° 36
Banbadji	11° 30	12° 49			
Bandafassi	12° 19	12° 32	Fatafa	11° 24	12° 52
Bandofari	12° 16	12° 48	Fissa	12° 24	14° 25
Banharé	12° 54	12° 47	Fongolanbi	12° 01	12° 25
Bantata	12° 20	12° 41	Fouldé	12° 09	14° 13
Baraboye	12° 25	12° 41			
Bellé	12° 18	14° 25	Gadalougué	12° 17	12° 20
Bembokoto	11° 46	13° 52	Gamon	12° 55	13° 21
Bimbou	11° 52	12° 50	Gatiari	12° 06	14° 18
Bodiara	12° 07	13° 29	Gaoual	13° 12	11° 45
Bokoutinnti	11° 53	13° 47	Gounbabéré	12° 31	12° 25
Bordé	12° 30	14° 49	Gourel-Mandiou	12° 21	14° 42
Boundou-Dioé	12° 02	14° 12	Gouta	12° 43	13° 37
Bransan	12° 06	13° 16	Guémou	11° 39	13° 41

	<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>		<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>
Guingan	12° 56	12° 23	Madina Bafé	11° 32	12° 30
			Madina Foulbé	12° 05	13° 51
Hamdalaye	12° 13	14° 12	Madina Kouta	12° 12	12° 16
Hassirik (Mont)	12° 45	12° 53	Madina Kodiolani	12° 37	13° 36
			Magnankanti	12° 27	12° 48
Kadioré	12° 31	12° 36	Mahina-Mines	11° 23	12° 56
Kakadian	11° 51	13° 50	Malapa (Gué de)	13° 05	12° 48
Kanéméré	12° 11	12° 53	Mali	12° 18	12° 05
Kédougou	12° 11	12° 33	Mamadou-Boundou	12° 21	12° 23
Kéniéba-1	11° 43	13° 42	Mamakono	12° 03	13° 11
Kéniéba-2	12° 04	14° 06	Mansadala	13° 01	13° 17
Kéniébandi	11° 41	13° 33	Maragoukoto	12° 21	12° 48
Kérékoto	11° 47	13° 33	Margou	11° 49	13° 15
Kétiouri	12° 50	12° 28	Marou	14° 28	12° 26
Kidira	12° 13	14° 27	M'Béma	12° 43	12° 36
Kolia	11° 25	12° 59	Missira	11° 42	13° 05
Konkotou	12° 05	13° 39	Moussala	12° 04	13° 42
Korrindji	11° 47	13° 56	M'Pantié (gué de)	13° 08	12° 55
Kossanto	11° 58	13° 08			
			Nafadji	11° 37	12° 37
Ibel	12° 23	12° 31	Namel	12° 28	12° 34
Ilimalo	11° 29	13° 08	Nandoumari	12° 21	12° 21
Lagordé	12° 34	12° 24	Nangagni	12° 38	12° 21
Landé	12° 24	12° 33	Nangare-Peuhi	12° 49	12° 36
Landienné	12° 22	12° 33	N'Debou	12° 26	12° 21
Larapesse	12° 57	12° 03	Népin Diaka	12° 34	12° 24
Leïfala	12° 01	12° 26	Népin Peuhi	12° 33	12° 23
Lougal	12° 57	12° 12			

	<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>		<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>
N'Gop	12° 50	12° 36	Ségoto	11° 48	13° 19
Niakabana	11° 40	13° 23	Ségou	12° 17	12° 24
Niéla	12° 49	12° 03	Séguédala		
Niémiéneki	12° 33	13° 01	Kourou	11° 52	13° 45
Niokolo-Koba (camp.)	12° 43	13° 04	Senoudebou	12° 15	14° 21
Noumoufouga	11° 28	12° 28	Simenti	13° 18	13° 02
			Sinthiou - Fissa	12° 22	14° 23
Ouassa	12° 12	13° 09	Sonbiméré	12° 22	12° 28
Oudiourou (mare)	13° 09	12° 59	Sougué	12° 41	12° 04
Outiounnbel	12° 36	12° 26	Soukouta	12° 28	12° 45
			Sounkounkou	11° 53	13° 33
Patassi	12° 22	12° 32			
Pellèle	12° 23	12° 22	Takoutala	12° 14	14° 09
			Tambacounda	13° 40	13° 46
Saboussiré	11° 52	13° 33	Termessé	12° 47	12° 19
Sadiola	11° 42	13° 54	Tiabedji	12° 25	12° 38
Sakouya	11° 54	12° 29	Tiankoye	12° 40	12° 35
Salémata	12° 49	12° 38	Tinkoto	12° 07	12° 55
Sambaïlo	13° 22	12° 34	Tiokoye	12° 24	12° 23
Sambanoura	12° 13	14° 09	Toïle	12° 21	12° 20
Sandarabaki	12° 38	12° 42	Tonkoutou	12° 07	13° 34
Sangola	12° 27	12° 40	Touba	12° 40	12° 11
Sanigourou	12° 29	12° 25	Tourekounda	12° 18	13° 42
Saraya	11° 45	12° 50			
Saréboïdo	13° 31	12° 24	Vélinngara	12° 04	12° 27
Saroudia	11° 35	12° 32	Walidiala	12° 33	12° 22
Satadougou- Bafé	11° 25	12° 39	Wasandara	11° 32	13° 12
			Worouli (camp.)	12° 20	12° 45

	<u>Longitude</u>	<u>Latitude</u>
Yamoussa	12° 15	12° 26
Yélimalo	12° 00	13° 35
Yéronguétó	12° 25	12° 24
Youkounkoun	13° 07	12° 32
Youpé Amadi	12° 24	14° 21

DEUXIEME THESE

Titre :

Apports de la géophysique à la Carte Géologique
du Sénégal Oriental.

Vu et approuvé
Clermont-Ferrand, le 1963

Le Doyen
de la Faculté des Sciences

Vu et permis d'imprimer
Clermont-Ferrand, le 1963

Le Recteur,

TABLEAU II. (Lieu de prélèvement, détermination)

Volcanisme birrimien

N° Echantillon	L(W)	l(N)	Lieu de prélèvement	Détermination
235	12°06	13°39	Konkotou	Basalte (Amphibolite)
255	12°06	13°34	1 km N.E. de Bransan	Basalte α (Amphibolite)
270	12°06	13°06	Sde Mamakono (Route Bombaraya)	Basalte β (Tléta basalte)
755	12°07	13°44	3 km S de Dioubéba	Basalte (Amphibolite)
854	11°41	13°46	4 km S.O. de Saboussiré	Dacite (Métadacite)
948	13°44	11°40	Kéniéba (sortie est)	Andesite (Métandesite)
1078	12°22	12°50	2 km ouest de Bafoundou	Sakalavite (Métabasalte)
1086	12°17	12°41	6 km E.N.E. de Bantata	Basalte dorsitique (Métabasalte)
1151	12°13	12°51	4 km E de Mako	Péridopyroxénite feldspathique (facies méta)
G1			Environs de Tinkoto (L: 12°07; l: 12°55)	Rhyolite alcaline (facies méta)
G2			" " " " "	Rhyolite monzonitique (facies méta)
G3			" " " " "	Dacite (facies méta)
G4			" " " " "	Gabbro (Métagabbro)
G5			" " " " "	Norite hypocalcique (Serpentine)

Granites syn ou tarditectoniques type Kékadian

228 bis	12°10	13°39	2 km à l'Est de Sonfura	Diorite quartzique
662	12°12	13°09	Goussa	Micro-granodiorite
744	12°06	13°42	Konkotou	Diorite quartzique (hypo-potassique)
751	12°08	13°40	Goulouguina	Diorite
794	12°03	13°26	Samboko	Granite akéritique
848	11°44	13°41	Kéniéba	Granite akéritique
880	11°45	14°00	Dinnguilou	Granite akéritique (tendance alcaline sodique)
887	13°52	11°46	Bembokoto	Granite akéritique
898	13°45	11°57	10 km S.O. de Bokoutinti	Granite akéritique
915	13°55	11°58	2 km ouest de Dalaoulé	Granite akéritique
920	13°57	12°02	Diombalaye (Sortie est)	Granite alcalin
921	13°57	12°02	Diombalaye	Granite alcalin (tendance sodique)
Diabougou B.27	?	?	Diabougou	Granodiorite
Goussa B.27	12°14	13°10	2 km S de Ouassa	Microgranodiorite
X.P. 639	?	?	Environs de Badon	Granite à tendance alcaline

Granites syn ou tarditectoniques types Saraya et Boboti x.

1545 *	11°33	12°38	Marigot Boboti	Granite alcalin
1571	11°40	12°33	Dar Salam (sortie sud)	Granite akéritique (tendance plagioclénite)
1591	11°54	12°31	Sakouya	Granite alcalin
15475.5 *	11°31	12°38	Marigot Boboti	Akériré
1665	11°52	12°50	Sortie ouest de Bimbou	Granite à tendance granodioritique
Ylimalo x B.27	11°29	13°05	Ylimalo	Granite

B.27 : Analyse extraite du Bulletin n° 27 du S.G.P.M. de l'A.O.F. (1958) Dakar.

TABLEAU II (suite)

Granites syn ou tarditectoniques types Saraya et Boboti*

N°	Echantillon L (W) P (N)		Lieu de prélèvement	Détermination
	Saraya B27	11°45' 12°48'	Saraya	Granite monzonitique
	M ^t Gotox B27	11°32' 12°45'	Mont Gotox	Plauénite quartzifère
	Kouroudiako B27	11°26' 12°53'	Cisement du Kouroudiako (Sondage)	Microdiorite
	Satadougou B27	11°24' 12°36'	Satadougou	Microgranite akéritique

Granites a ou post tectoniques

51	12°19' 12°33'	Nord.Ouest de Bandafassi	Diorite quartzique (tendance oligoclésite)
262	12°04' 13°11'	Mamakono (sortie ouest)	Granite akéritique
331	12°30' 12°44'	Fleuve Gambie (aval Soukouta)	Granodiorite
1464	11°51' 13°07'	Sambarabougou	Granite akéritique
Magnankenti B27	12°27' 12°48'	3 km Nord de Magnankenti	Granodiorite
66	12°07' 12°55'	Environs de Tinkoto	Granite akéritique
67	" "	" " "	Granite akéritique
68	" "	" " "	Granite akéritique
69	" "	" " "	Aplite alcaline
611	" "	" de Dioudioukonto	Granite akéritique
610	" "	" de Tinkoto	Granodiorite

Granites de l'Ouest (séries de Youkountoun et de la Koulountou)

423	13°08' 12°56'	4 km au Nord de M'Pantié	Granite akéritique
439	13°19' 13°02'	2 km en amont du gué de Daman Tan	Granite akéritique (tendance monzonitique)
1674	13°02' 13°12'	E.S.E. de Diennoudialla	Granite akéritique

Volcanisme cambrien (* roche des complexes volcaniques des séries de Youkountoun et de la Koulountou)

17	12°43' 12°38'	Col à l'ouest de Salémata	Dacite (Schiste vert)
143	12°44' 12°37'	M' Bema	Andésite (Spilitite)
360	12°45' 12°38'	1 km ouest de Dar Salam	Basalte (Amphibolite)
380	12°45' 12°36'	Route Kedougou Youkountoun Es du Dishna	Basalte spilitique
397	12°50' 12°28'	Ketiouri	Trachyphonolite
1015	12°49' 12°37'	1 km au sud de Nangare Peuhl	Andésite spilitique
1017	12°49' 12°37'	S.O. Nangare Peuhl	Basalte sodique (Schiste vert)
1048	12°16' 14°36'	7 km ouest d'Amadji	Andésite sodique
1405	12°47' 12°47'	Extrémité Ouest de l'Ore Bowal	Basalte (légerement métamorphique)
433 bis *	13°11' 12°56'	2 km aval de M'Pantié	Rhyolite alcaline (Dellenite)
434 *	13°10' 12°56'	Aval de M'Pantié (8 km aval)	Rhyolite alcaline (Porphyroïde)
441 *	13°09' 13°04'	3 km à l'est de Patte d'Oie	Rhyolite akéritique (Porphyroïde)
444 *	13°08' 13°08'	6 km est de la Patte d'Oie	Rhyolite calcoalcaline (Dellenite)
1349 *	13°04' 13°03'	Harigor Niskolo-Koba	Andésite

TABLEAU II (suite)

Dolérites

N° Echantillon L(W) P(N)			Lieu de prélèvement	Détermination
118 A	12°51	12°25	Piton de Nangagni	Diorite quartzique (granophyre)
123	12°57	12°24	Guingan	Dolérite
123	12°26	12°02	Tandamouléré	Dolérite
168	12°22	12°01	Holo	Dolérite
169	12°22	12°01	Holo (bas de la falaise)	Basalte
1680	12°18	12°32	Bondafassi (bas de la falaise)	Dolérite
1681	"	"	" (milieu de la falaise)	Dolérite
1682	"	"	" (haut de la falaise)	Dolérite

